



UFRJ

Elita Selmara de Abreu

MAGNETOMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS-APURE

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Rio de Janeiro
Julho de 2007

AGL
A 162M

Elita Selmara de Abreu

MAGNETOMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS-APURE

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Aprovada em: . 2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Dedico este trabalho a minha mãe e minha irmã, que muitas vezes acreditaram mais em meu potencial do que eu mesma; ao Felipe Lourenço, pela compreensão e paciência, e a todos os que estiveram ao meu lado me apoiando.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer às entidades e às pessoas que colaboraram efetivamente para a elaboração deste trabalho:

Aos meus colegas de grupo Josiane, Mariana, André e João Lucas, pois sem eles esse trabalho não sairia;

Ao Claudio Couto Reis pela pronta ajuda e referências indicadas;

Aos professores da Universidad Simon Bolívar, Milagrosa e Jose Fernades, pelos papers e bibliografias cedidos;

E aos meus orientadores.

"A teoria sempre acaba, mais cedo ou mais tarde, assassinada pela experiência." Albert Einstein

Resumo

Abreu, Elita Selmara de. Magnetometria Aplicada à Bacia Barinas-Apure : 2007. VII, 157p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Neste trabalho foi feito um estudo da geologia da bacia de Barinas-Apure, no qual buscamos evidenciar as características mais importantes da bacia através de um estudo teórico sobre o método magnético aplicado à geofísica e um estudo de caso sobre método aplicado. Estes dois estudos foram direcionados à prospecção petrolífera na bacia de Barinas-Apure. O objetivo do nosso estudo de caso foi interligar a geologia estudada à aplicação do método magnético na bacia de Barinas-Apure, verificando, assim, a eficiência do método na prospecção de petróleo das bacias andinas. Com base nisto, pudemos observar a eficiência do método magnético em reconhecer e detalhar lineamentos do embasamento, bem como interpretar as principais estruturas: o graben de São Fernando e o graben de baixo estrutural. A partir disso, pudemos selecionar zonas que justificam a sua exploração através de métodos sísmicos. Verificamos ainda, a possibilidade de outros métodos magnéticos para se estimar a distribuição de óleo cru em zonas de exploração.

Palavras-chave: geofísica; magnetometria; petróleo.

Abstract

Abreu, Elita Selmara de. **Magnetic Methods Aplied in the Barinas-Apure Basin.** 2007. VII, 157p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

In this work we present a study of the Barinas-Apure bay geology in which its most important characteristics are evidenced by a theoretical study about the magnetic method applied to geophysics and a case study about the applied method. These two studies were directed towards the petroliferous prospection in the Barinas-Apure bay. The objective of our case study was to connect the studied geology to the magnetic method applied to the Barinas-Apure bay and, thereby, verify the method efficiency in petroleum prospection at the Andeans bays. Based on this, one could observe the magnetic method efficiency in recognize and detail lineaments of the basements, as well in interpret the main structures: the graben of San Fernando and the low structural graben. Hence, we could select zones which have their exploration justified by seismic methods. Beyond this, the possibility of different magnetic methods that estimate the distribution of crude oil in zones of exploration was verified.

Key-Words: geophysics; magnetics methods; petroleum

Lista de Figuras

- Figura 1 - A** - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. **B** - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2.
(Chacín et al., 2005)
- p. 8
- Figura 2** - Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997).
- p. 9
- Figura 3:** Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.
- p. 15
- Figura 4:** Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.
- p. 16
- Figura 5:** Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.
- p. 22
- Figura 6:** Sistema de falhas da cordilheira.
- p. 26
- Figura 7:** Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.
- p. 27
- Figura 8:** Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas. (López et al.1998).
- p. 29
- Figura 9:** Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).
- p. 31
- Figura 10:** Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).
- p. 32
- Figura 11:** Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).
- p. 33
- Figura 12:** Representação esquemática das fontes de anomalias de supra e intraembasamento (J.G. Luiz, 1995).
- p. 38

- Figura 13:** Perfil geológico esquemático mostrando o armazenamento de petróleo em “armadilha” causada pelo arqueamento de sedimentos. O arqueamento foi induzido pelos desníveis topográficos do embasamento (fonte magnética de supra embasamento) - (J.G. Luiz, 1995). p. 38
- Figura 14:** Mapa topográfico do topo do embasamento no campo de Swanson River, Alasca. Adaptado de Steeland (1995) - (J.G. Luiz, 1995). p. 39
- Figura 15:** Curva de histerese típica (Telford, 1990). p. 56
- Figura 16:** Representação esquemática do dipolo cujo campo é uma aproximação do campo magnético magnético terrestre (J.G. Luiz, 1995). p. 57
- Figura 17:** Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. NG – norte geográfico; NM – norte magnético; E – leste (J.G. Luiz, 1995). p. 59
- Figura 18:** Representação esquemática das linhas de força do campo geomagnético. NM-norte magnético; SM-sul magnético (J.G. Luiz, 1995). p. 60
- Figura 19:** IGRF-1985 para: (a) inclinação do campo magnético (em graus); (b) variação anual da inclinação (em minutos por ano). A inclinação 0° assinala o equador magnético. Adaptado de Barraclough (1987) - (J.G. Luiz, 1995). p. 62
- Figura 20:** Princípio de funcionamento do Flux-gate: (a) curva de histerese dos núcleos; (b) enrolamentos dos núcleos; (c) fluxo magnético nos núcleos na ausência de um campo externo; (d) voltagens induzidas (V_1 e V_2) nas bobinas secundárias na presença de um campo externo (campo terrestre); (e) voltagem resultante V_1+V_2 , medida no voltímetro (J.G. Luiz, 1995). p. 67
- Figura 21:** Analogia entre a precessão nuclear e um pião (Telford, 1990). p. 69
- Figura 22:** Bombeamento óptico. (a) Níveis de energia de transição. (b) Efeito do bombeamento na transmissão de luz (Telford, 1990). p. 73
- Figura 23:** Efeito da altura do vôo nas anomalias magnéticas: (a) levantamento aéreo a diversas alturas; (b) levantamento terrestre (J.G. Luiz, 1995). p. 80

Figura 24: Configuração de vôo usada em levantamentos aeromagnéticos (J.G. Luiz, 1995).

p. 81

Figura 25: Perfis magnéticos calculados para o modelo tabular vertical (comprimento e extensão em profundidade infinitos) de largura igual a 4 vezes a profundidade h do seu topo. Os perfis são perpendiculares à direção do corpo e foram calculados para inclinações do campo magnético $I=0, 15, 30$ e 45° , e ângulos entre o norte magnético e a direção do prisma $\theta = 0$ a 90° (a intervalos de 15°). Adaptado de Leão & Silva (1977) - (J.G. Luiz, 1995).

p. 83

Figura 26: Efeito magnético da topografia de um terreno com susceptibilidade magnética próxima de 0,007 unidades cgs. Adaptado de Gupta & Fitzpatrick (1971) - (J.G. Luiz, 1995).

p. 87

Figura 27: Localização da área de estudo (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 100

Figura 28: Mapa de Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 106

Figura 29: Mapa de intensidade magnética total reduzida ao pólo, onde mostra-se os blocos em que se dividiu a malha inicial. Os blocos estão numerados desde a parte superior esquerda, da esquerda para a direita e de cima para baixo (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 112

Figura 30: Amostras dos espectros de potência gerados para determinara a profundida e do embasamento magnético dos blocos 1, 2, 9 e 11. as profundidades correspondentes em cada caso estão na **tabela 4** (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 113

Figura 31: Amostras dos espectros de potência grados para determinar a profundidade do embasamento magnético, dos espectros correspondentes aos blocos 61, 15, 17 e 46. As profundidades correspondentes a cada caso se encontram na **tabela 4** (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 114

Figura 32: Mapa do topo do embasamento magnético (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 115

Figura 33: Mapa de redução ao pólo da Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

p. 120

Figura 34: Mapa de redução ao equador da Intensidade Magnética

p. 121

Total (Sousa, F.G.F., 2002).

Figura 35: *Mapa da Intensidade Magnética Total com continuação para cima de 5000 metros (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 122

Figura 36: *Mapa da primera derivada vertical da Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 123

Figura 37: *Mapa do topo do embasamento com interpretação estrutural superposta (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 125

Figura 38: *Perfil 1 - Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 129

Figura 39: *Perfil 2 - Interpretação estrutural do (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 130

Figura 40: *Perfil 3 - Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 131

Figura 41: *Perfil 4 – Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 132

Lista de

Lista de Quadros

Quadro 1

Quadro 1 – *Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.*

p. 23

Quadro 2

1990.

Quadro 3

do mênor.

de divi.

2007.

Lista de Tabelas

Tabela 1: *tabela de densidade de alguns tipos de rocha (Telford, 1990).*

p. 42

Tabela 2: *tabela de susceptibilidade de alguns tipos de rocha (Telford, 1990).*

p. 43

Tabela 3: *Profundidades do embasamento magnético obtidas através do método de Spector e Grant (1970) para cada um dos blocos em que se dividiu o mapa de Intensidade Total Magnética (Sousa, F.G.F., 2002).*

p. 116

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de figuras	x
Lista de quadros	xiv
Lista de tabelas	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO	4
3. MÉTODO	5
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA	7
4.1. Estratigrafia	10
4.1.1. Evolução Estratigráfica da Bacia de Barinas-Apure	10
4.1.2. Descrição Litológica das Principais Formações da Bacia de Barinas-Apure.	14
4.1.3. Estratigrafia de Seqüência na Área da Bacia de Barinas-Apure.	17
4.2. Geologia Estrutural	22
4.3. Geologia Histórica	25
4.3.1. Modelo Tectônico	26
4.4 Geologia do Petróleo	30
4.4.1 Sistema Petrolífero	30
5. MAGNENOMETRIA	36
5.1. Introdução	36
5.1.1. Prospeção de Petróleo	37
5.1.2. Avaliação Histórica	40
5.1.3.Semelhanças entre Gravidade e Magnetismo	41
5.1.4.Diferenças entre Gravidade e Magnetismo	41
5.1.5. Conceitos Básicos	44
5.2. Magnetização dos Matérias	47
5.2.1.Indução Magnética	47
5.2.2.Mecanismos de Indução Magnética	48
5.2.3.Susceptibilidade Magnética	51
5.2.4.Susceptibilidade das Rochas e Minerais	52
5.2.5. Magnetismo Remanescente	54
5.3. O Campo Magnético da Terra	57
5.3.1. Natureza do Campo Geomagnético	63
5.3.2. Nomenclatura do Campo Magnético	63
5.3.3.Variações Temporais do Campo Magnético da Terra	65
5.4. Instrumentos de Medidas de Campo Magnético	66
5.4.1. Magnetômetro Fluxgate	66
5.4.2.Magnetômetro de Precessão Nuclear	69
5.4.3.Magnetômetro de Bombeamento Ótico	72
5.4.4.Gradiômetro	74
5.4.5.Calibração de Magnetômetros	75

5.5. Procedimentos de Campo	76
5.5.1. Levantamentos Terrestres	76
5.5.2. Levantamentos Marinhos	78
5.5.3. Levantamentos Aéreos	79
5.6. Tratamento dos Dados	83
5.6.1. Limpeza e interferência Magnética	84
5.6.2. Correção da Variação Diurna	85
5.6.3. Correção Topográfica	86
5.6.4. Remoção do IGRF	89
5.6.5. Redução ao Pólo	89
5.7. Interpretação	91
5.7.1. Curvas Características	92
5.7.2. Camada Equivalente	93
5.7.3. Estimativas de Profundidade	94
5.7.4. Desmagnetização	96
6. ESTUDO DE CASO	98
6.1. Introdução	98
6.2. Localização e geologia da zona de estudo	99
6.2.1. Localização da zona de estudo	99
6.3. Dados Aeromagnéticos	101
6.3.1. Fundamentos Teóricos	101
6.3.2. Campo Potencial Magnético de um corpo uniformemente magnetizado	102
6.3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS	105
6.3.3.1. Redução ao Pólo	106
6.3.3.2. Primeira Derivada Vertical	108
6.3.3.3. Continuação do Campo para Cima	108
6.4. Inversão Magnética	109
6.5. Interpretação Qualitativa e Quantitativa	118
6.5.1. Interpretação Magnética Qualitativa	119
6.5.2. Interpretação Quantitativa	125
7. CONCLUSÃO	133
Referências bibliográficas	136

1. INTRODUÇÃO

Grande parte das bacias andinas formou-se a partir do soerguimento da Cordiheira dos Andes, e por isso, o estudo dessas bacias é de grande importância para a geologia. Neste trabalho estudaremos uma dessas bacias, a bacia de Barinas-Apure, localizada a oeste da Venezuela.

A bacia de Barinas-Apure compreende uma depressão de aproximadamente 95 000 km² e profundidade máxima de aproximadamente 5 000 m. O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como a principal causa da bacia de Barinas-Apure (Chacín et al., 2005).

A bacia Barinas-Apure é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intevap, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios et al., 2007, e Hurtado *et al.*, 2006)

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (A. Contreras e C. Torres), sendo que as acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior – Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua

espessura a sul e nordeste. A sequência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a sequência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a sequência Mioceno Médio Peistoceno apresenta erosão ao norte.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais: o primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea, o segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos, e o último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann and Burke, 1984; Eva et al., 1989; Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002).

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A.

Os estudos geofísicos realizados sobre as bacias andinas visam a prospecção de hidrocarbonetos, sendo os métodos sísmicos e a perfilagem uma das formas principais para a realização desse tipo de estudo. Por outro lado, os métodos potenciais são mais comumente usados para delimitação a bacia, caracterização do embasamento e identificação de suas principais feições.

No entanto, embora o uso de métodos elétricos venha crescendo cada vez mais na área de exploração de petróleo, não encontramos a aplicação deste em nossa bacia, Barinas-Apure, bem como em toda a Venezuela.

2. OBJETIVO

O objetivo desse trabalho é o entendimento da geologia da bacia de Barinas-Apure, de forma simples, para compreendermos como esta se formou e identificarmos suas principais características para a aplicação do Método Geofísico.

Por tratar-se de uma bacia pouco prolífera, em relação às outras bacias da Venezuela, pouco foi encontrado na literatura sobre a sua geologia, a não ser *papers* específicos. Sendo assim, discutimos brevemente sua estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia do petróleo, buscando priorizar os aspectos gerais que auxiliaram na aplicação do Método Geofísico e do estudo de caso.

Da mesma forma, discutimos o Método Geofísico de interesse, com o intuito de fundamentar e discutir os resultados obtidos nos estudos de caso encontrados na literatura.

O objetivo de se fazer um estudo de caso aplicado à bacia foi não só promover o entendimento do Método Geofísico em si, mas também a sua importância na prospecção de hidrocarbonetos. Sendo assim, o enfoque do estudo de caso foi, além da aplicação do Método Geofísico, estudar as possibilidades de prospecção de hidrocarbonetos na bacia de Barinas-Apure, que hoje é a terceira produtora de petróleo na Venezuela.

3. MÉTODO

Sobre a bacia de Barinas-Apure pouco encontramos nas bibliografias mais usuais sobre geologia andina, como o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*. Neste, o pouco que encontramos sobre as bacias venezuelanas, falavam apenas da bacia de Maracaibo. Sendo assim, basicamente todas as informações que obtivemos sobre a geologia da bacia de Barinas-Apure foi baseada em congressos (Well Evaluation Conference, 1997), no site da PDVSA, e em papers em geral.

Para entendermos a formação da bacia de Barinas-Apures, bem como sua evolução tectônica e geologia estrutural, o principal artigo utilizado foi "Flexural and Gravity Modeling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela" - (L. Chácín *et al.*, 2005), pois, por se tratar de um modelo flexural da placa, contém informações sobre a evolução tectônica e o comportamento relacionado a dinâmica geoestrutural do local. Ainda em (S. Barrios *et al.*, 2007), encontramos uma descrição da cada uma das fases da evolução tectônica da bacia.

Entre as principais contribuições para descrição estratigráfica da bacia podemos citar (S. Barrios *et al.*, 2007), onde obtivemos a descrição não só da evolução estratigráfica da bacia como de cada uma de suas seqüências e sua carta estratigráfica; (M. Hurtado *et al.*, 2006), onde obtivemos a descrição de cada uma das formações da bacia; e o site da PDVSA, onde encontramos informações complementares à estratigrafia.

Entre as principais contribuições para a descrição de geologia do petróleo podemos citar (López, L., 1998), onde encontramos todas as

informações sobre poços existentes na bacia e o sistema petrolífero em si, com informações sobre rocha geradora, reservatório e trapa.

Seguindo essa linha, podemos citar ainda (J.G. Luiz, 1995) e (Telford, 1990) como principais referências para a realização do estudo teórico sobre o Método Geofísico aplicado, bem como notas de aulas e apostilas de cursos.

No trabalho de Ing. Jose G. Fernandes De Sousa (2002), encontramos uma caracterização do embasamento ígneo-metamórfico utilizando métodos potenciais, no caso gravimetria e magnetometria, contribuindo de forma essencial para aplicação do método na bacia de Barinas-Apure, já que foi o único que encontramos sobre a aplicação de magnetometria nessa bacia.

As outras referências citadas no texto, serviram como base para complementar os temas discorridos neste trabalho.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

A bacia sedimentar de Barinas-Apure é a terceira maior produtora de óleo da Venezuela. Sua área é de cerca de 95000 km² (Martinez, 1976 *apud* Chacín et al., 2005) e sua profundidade máxima é de aproximadamente 5000 m (González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Chacín et al., 2005). Está localizada na porção Oeste da Venezuela, a sudeste da cordilheira andina de Méridas (figuras 1 e 2).

A cordilheira de Méridas, alinhada no sentido NW-SE, é constituída por um bloco soerguido com extensão de 420 km, alcançando cota máxima de 5000 m, formado por consequência da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul (Mioceno Superior). O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (Chacín *et al.*, 2005).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (A. Contreras e C. Torres).

A bacia Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, com uma área aproximada de 95.000 km², onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intevep, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado

entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios et al., 2007, e Hurtado *et al.*, 2006) (figura 2).

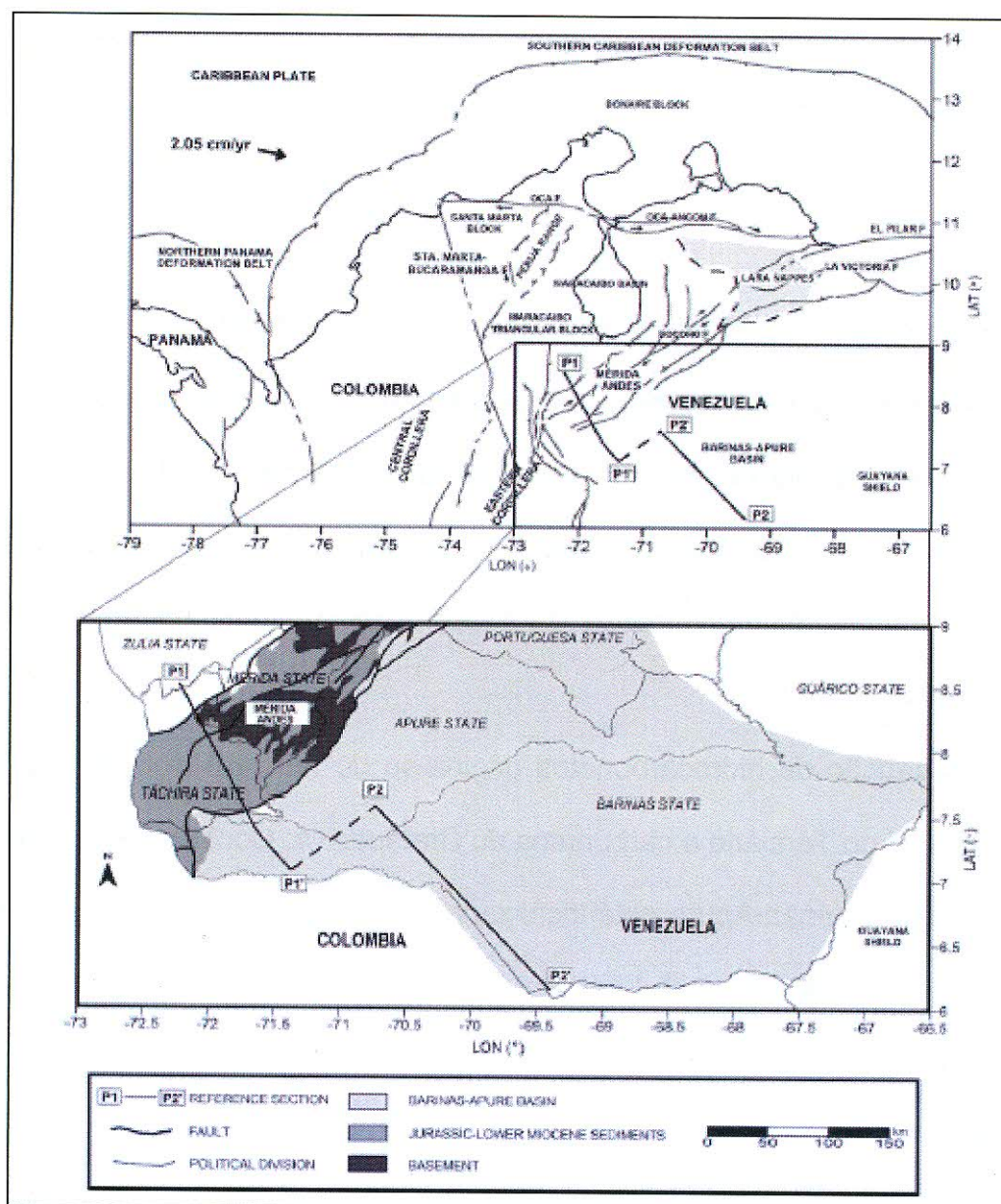


Figura 1 - A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. **B - Mapa geológico simplificado de estudo de área** (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (Chacín et al., 2005)

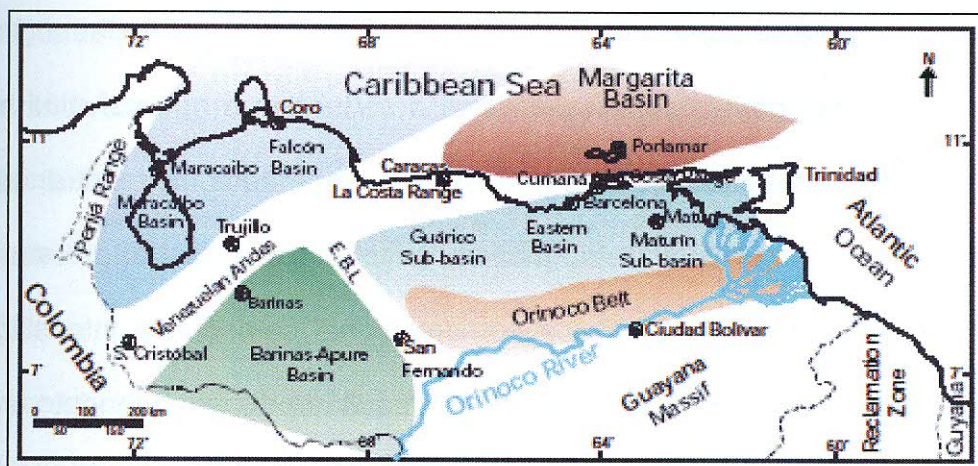


Figura 2 - *Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997).*

A bacia em seu estado atual é pronunciadamente assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré-cretácicas muito deformadas (Gonzáles de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

A estrutura interna da bacia permite uma diferenciação em três setores claramente definidos, denominados Monoclinal Nororiental, Sub-Bacia de Capitanejo e Arco de Mérida. Este último constitui uma zona alta na bacia, com uma importância econômica muito particular, já que todas as acumulações petrolíferas encontram-se nesta área (Barrios *et al.*, 2007).

A bacia Barinas-Apure inclui, na realidade, duas sub-bacias menores, que Feo Codecido (1972), (*apud* Barrios *et al.*, 2007), designou como sub-bacia de Barinas, que ocupa as maiores extensões nos estados de Barina e Apure; e a sub-bacia Uribante, situada na parte ocidental do Estado de Apure. Essas bacias são separadas por um alto regional de magnitude relevante, o Arco de Santa Bárbara, que na bacia constitui uma extensão do Maciço de Colorado (Gonzáles de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

A configuração atual da bacia deve-se à evolução do Sistema Andino, cujo levantamento principal iniciou ao final do Mioceno e que constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Uma atividade tectônica entre o Neo-Cretáceo e o Eoceno médio afetou a bacia, originando falhas e altos estruturais limitados por falhas. Esta tectônica compressional começou a intensificar-se durante o Mioceno médio – Plioceno, como resultado do levantamento andino, o qual continuou durante o Plioceno Superior – Pleistoceno. As estruturas de hidrocarbonetos nesta área estão controladas tanto pelas estruturas extensionais, quanto pelas estruturas compressivas do Neo-Cretáceo – Eoceno Médio e Mio – Plio/Pleistoceno (Hurtado *et al.*, 2006).

4.1. Estratigrafia

4.1.1. Evolução Estratigráfica da bacia de Barinas-Apure

As unidades basais que existem na bacia de Barinas-Apure correspondem a um embasamento pré-cretácico ígneo-metamórfico, que pode ser correlacionado com rochas aflorantes nos Andes e nos maciços de El Baúl e Guayanés. Os depósitos sedimentares desta bacia compreendem unidades cujas idades vão desde o Cretáceo até o Recente, observando-se a ausência do Paleoceno, Eoceno e parte do Eoceno médio (figura 3).

A partir do período Jurássico depositaram-se, em quase todo o ocidente da Venezuela, sedimentos vermelhos encontrados na Formação La Quinta. Porém, como o alto de Mérida manteve-se emerso durante esse período, não foi possível que estes sedimentos se depositassem na bacia e nem nas

Formações Rio Negro e Apón. Somente durante o final do Albiano, quando os mares transbordaram o Alto de Mérida, houve deposição de sedimentos do Cretáceo, que em ordem ascendente estão representados pelas formações Aguardente, Escandalosa, Navay e Burgüita (Fuenmayor, 1991; Ramirez, 2004).

Em torno do início do Neocretáceo (Cenomaniano), a área ficou sujeita à sedimentação marinha rasa, representada pelas areias basais e carbonatos de ambientes rasos da Formação Escandalosa, e folhelhos dos membros La Morita e Quevedo da Formação Navay, as quais estão sob a Formação Burgüita.

A Formação Aguardente (Albiano – Cenomaniano) compõe-se de arenitos marinhos costeiros, com uma maior influência de clásticos originados no Escudo de Guyana ao sul. Entretanto, a Formação Escandalosa, do Cenomaniano-Turoniano, compõe-se de arenitos maciços, glauconíticos, quartzosos, com quantidades menores de folhelhos. A Formação Escandalosa é subdividida em várias unidades informais, denominadas unidades “O”, “P”, “R” e “S”, além disso, também são reconhecidas três unidades adicionais “J”, “K” e “L”. As espessuras variam de 150 a 427m através de todas as seções conhecidas da Formação Escandalosa, e seus arenitos (Membro P) são considerados entre os de maior importância petrolíferas na bacia Barinas-Apure (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1997).

O Membro “O” é um horizonte tido como marco estratigráfico regional da bacia, estendendo-se desde o oeste até o Lineamento Uribante, onde é conhecido como Membro Guayacán da Formação Capacho, e a leste da sub-

bacia de Guárico, onde é conhecido como o Membro Infante da Formação Tigre. (Zilberberg y Asociados, 1993, *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Durante o Campaniano – Maastrichtiano seguiu-se o período de máxima transgressão (Formação Navay). A regressão subsequente não se produziu de modo imediato; porém, durante o Campaniano, depositaram-se camadas glauconíticas e fosfáticas, indicativas de um período de sedimentação reduzida. Passado este intervalo de tempo, depositaram-se folhelhos marinhos da Formação Colón sobre a maior parte da Venezuela Ocidental. Somente na região meridional (Bacia de Barinas), pode se diferenciar uma província sedimentar com maior influxo de areias derivadas do Cratón de Guyana, a qual corresponde a Formação Burguita, na subprovíncia de Uribante.

Entre o Cretáceo e os sedimentos suprajacentes do Eoceno existe um hiato, o qual representa um levantamento e erosão, ou não sedimentação, das rochas do Paleoceno ao Eoceno inferior. Diretamente sobre essa discordância encontra-se a Formação Gobernador, que consiste de arenitos quartizosos com estratificação cruzada, conglomerados e folhelhos carbonosos, em camadas de espessura variável. Esta Formação pertence ao Eoceno Médio e é considerada uma seqüência transgressiva que vai desde paleo ambientes flúvio-deltáicos em sua base, a paleo ambientes marinhos costeiros no topo. Sobre a Formação Gobernador encontra-se a Formação Masparrito, a qual em algumas localidades é constituída 80% por calcáreos biogênicos, indicativos de um antigo ambiente de sedimentação em uma plataforma costeira superficial (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1970; em González de Juana *et al.*, 1980, *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Uma sucessão de folhelhos e arenitos bem cimentados, conhecidos como Formação Paguey, quando não estão depositados sobre o calcáreo da Formação Masparrito (quando presente), estão em contato com a Formação Gobernador.

O paleo ambiente de sedimentação da Formação Paguey pode ser considerado misto, com antigos depósitos continentais e marinhos presentes. A idade destas camadas é atribuída ao Eoceno Superior, enquanto que o topo da formação está limitado por uma discordância do Eoceno Mioceno, com as camadas do Eoceno Superior e as do Oligoceno erosionadas ou não depositadas (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970; González de Juana *et al.*, 1980, *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Os depósitos continentais da Formação Parángula, a qual é considerada de idade Eoceno-Oligoceno/Mioceno (MINPRO, 1997, *apud* Barrios *et al.*, 2007), encontram-se sobre a discordância do Oligoceno-Mioceno médio.

A Formação Rio Yuca ocorre sobre a Formação Parángula e, na maioria das localidades, o contato é considerado como uma discordância angular. Ambas as formações são de origem continental e Pernaud *et al.*, (Márquez & Martinez, 2005, *apud* Barrios *et al.*, 2007), os considera como antigos depósitos molássicos. Os depósitos continentais da Formação Guanapa do Pleistoceno estão presentes como o topo da seqüência sedimentar, onde os sedimentos do recente não os cobriram (figuras 3 e 4).

4.1.2. Descrição Litológica das Principais Formações da Bacia de Barinas-Apure

Formação Escandalosa: É composta por arenitos maciços, quartzíticos e com glauconita, e quantidades menores de folhelhos negros com carbonato.

Formação Aguardente: É formada basicamente por arenitos calcáreos duros, de granulometria variável e estratificação cruzada, com ocorrência local de glauconitas e intercalações de folhelhos micáceos e carbonáticos.

Formação Navay: É composta por folhelhos silicosos, de friáveis a não friáveis, moles, duros, quebradiços; folhelhos tripolíticos muito porosos, algumas ftanitas não porosas, lenticulares e folhelhos calcáreos. Como constituintes menores da formação, se apresentam arenitos lenticulares de granulometria angular, calcáreos a silícios.

Formação Guafita: É composta por uma alternância de arenitos: grauvacas quartzíticas e arcossianas, folhelhos, argilitos, siltitos e algumas camadas delgadas de lignito.

Formação Parángula: Na superfície desta formação predominam os conglomerados lenticulares de granulometria grossa; arenitos de granulometria em camadas mássicas ou com estratificação cruzada, localmente glauconíticos; limonitas e lodolitas. Em subsolo, a litologia é similar, porém com a ausência de conglomerados.

Formação Rio Yuca: É composta principalmente por conglomerados de granulometria grossa (25%), em camadas maciças; arenitos de granulometria média a grossa, maciços, com estratificação cruzada, localmente caoliníticos, moles a duros, micáceos, argilosos.

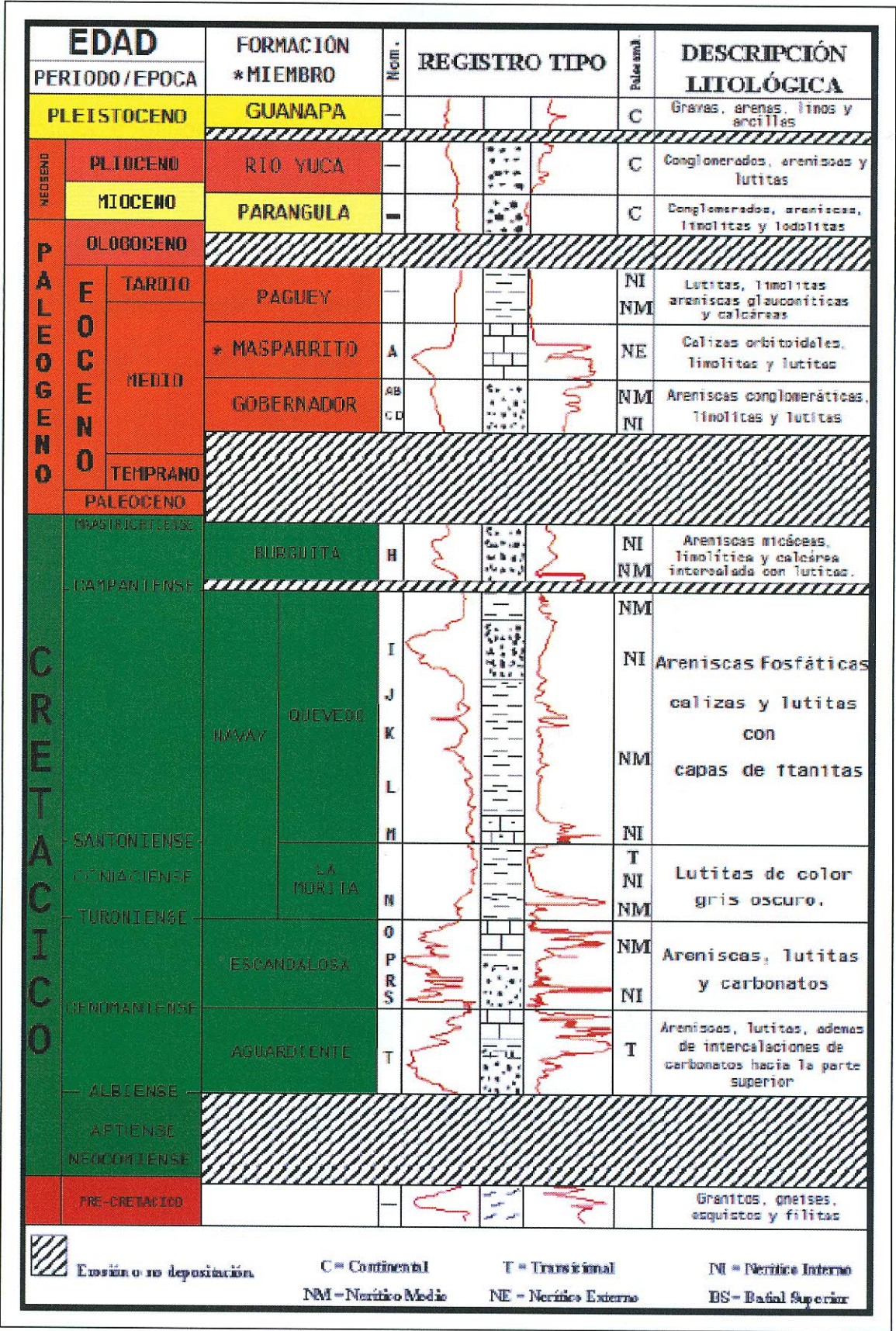


Figura 4: Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.

4.1.3. Estratigrafia de Seqüência na Área da Bacia de Barinas-Apure.

Em um estudo sobre a “Análise Geológica Integrada das Bacias de Barinas e Maracaibo” realizado por INTEVEP (1984 *apud* Barrios *et al.*, 2007), foram definidas cinco seqüências estratigráficas com base nas seções litoestratigráficas e sísmicas realizadas na área estudada:

Seqüência A:

Compõe-se pela Formação Aguardente (membro “T”) e pelo folhelho “S” da Formação Escandalosa, e sua sedimentação ocorre em uma plataforma marinha de margem passiva. A base desta seqüência define a primeira ocorrência de rochas sedimentares sobre o embasamento. O intervalo acima do embasamento, composto de arenitos e carbonatos, marca uma transgressão durante o final do Albiano.

As areias e carbonatos, da seqüência “A”, são interpretadas como um trato de sistemas transgressivo. Os carbonatos depositados sobre as areias da base representam depósitos de plataforma que foram acumulando-se a medida em que a subida do nível do mar deslocou a fonte de clásticos terrígenos para o sul, e reduziu o fluxo dos mesmos para a plataforma. Com o aumento do nível do mar, a plataforma carbonática da Formação Aguardente ficou submersa em sua totalidade. Quando o mar alcançou seu nível máximo, a taxa de sedimentação da plataforma marinha reduziu-se a seu nível mínimo, resultando na deposição de uma seção condensada de folhelhos fosfáticos e glauconíticos de cores escuras. Desta maneira depositou-se o membro “S” da

Formação Escandalosa. O folhelho “S” é uma unidade lateralmente contínua que mantém uma espessura constante na área tradicional de Barinas e sendo interpretado como a superfície condensada que define a superfície de máxima inundação no topo do Trato de Sistemas Transgressivos da Formação Aguardente. Os dados bioestratigráficos conferem ao folhelho “S” uma idade do início do Cenomaniano.

Imediatamente, por cima do folhelho “S”, em contato abrupto, encontra-se a série dos arenitos “R”, passando de uma granulometria muito fina no folhelho “S”, a uma mais grossa na parte basal das areias “R”. Esta mudança se interpreta como produto de uma migração abrupta de fácies perto do continente, marcando um limite de seqüência na base destas areias. Este limite de seqüência representa o topo da seqüência “A”.

Seqüência B:

Os arenitos “R”, na base da seqüência “B”, são de granulometria fina sobre o limite inferior da seqüência, passando a uma granulometria mais fina acima. Devido a este caráter granodecrescente, os arenitos “R” interpretam-se como grupos de parasequências retrogradacionais depositadas no topo do limite da seqüência durante uma transgressão marinha. As mesmas estão representadas, de baixo para cima, pelos arenitos “R3”, “R2” e “R1” da série das areias “R”, separadas entre si por camadas de folhelhos. O arenito “R3” é lateralmente contínuo na área tradicional de Barinas, contudo, sem se encontrar saturado de água em quase toda esta zona.

A tendência de decrescimento da granulometria e adelgamento na série das areias “R” inverte-se a partir de R1, convertendo-se a seção mais espessa

e de granulometria mais grossa para cima, sendo este o critério para separar as areias “R” das “P”, sobrejacentes. Interpreta-se esta mudança para arenitos mais grossos e em camadas espessas, como uma mudança de uma sedimentação transgressiva durante a deposição das areias “R” para uma sedimentação de nível alto durante a deposição das areias “P”.

A camada de folhelho relativamente espessa que separa as parasequências dos arenitos “R” dos “P”, se interpreta como a Superfície de Máxima Inundação que marca a máxima transgressão da linha de costa para o sul, sobre o Escudo de Guyana. Ao finalizar este evento, a linha de costa começou a progradar para o norte. A progradação de clastos marinhos marginais sobre a plataforma resultou em “downlap” de fácies arenosas sobre a Superfície de Máxima Inundação que cobre os arenitos “R”.

Seqüência C:

O limite inferior desta seqüência corresponde a uma discordância do tipo 2 (superfície onde não há nem deposição e nem erosão), que se produziu ao cair o nível eustático no final do Cenomaniano, logo que se depositou o topo dos arenitos “P”, aos quais se atribuem a uma sedimentação de Mar Alto. Posteriormente, o nível do mar começou a subir de novo, produzindo uma transgressão e a deposição de sedimentos marinhos em “onlap” sobre o limite de seqüência. Os primeiros sedimentos sobre este limite de seqüências são areias e folhelhos. À medida que o nível do mar subiu, a costa clástica foi deslocada para o sul, e o influxo de sedimentos clásticos, em direção a plataforma, foi enormemente reduzido. O resultado foi uma mudança para uma sedimentação carbonática marinha na plataforma, correspondente a unidade

“O”. A unidade “O” é formada por várias litologias que incluem areias, folhelhos, calcáreos, dolomita e traços de anidritas. Os sedimentos transgressivos da unidade “O” depositaram-se em uma série de parasequências carbonáticas separadas por camadas de folhelhos arenosos, glauconíticos e fosfáticos. As camadas de folhelho se interpretam como produto de pulsos de quarta ordem no nível relativo do mar, o que levou a uma acumulação relativa de sedimentos siliciclásticos e à não deposição de carbonatos. Após essas pulsações, a produção de carbonatos se inicia de novo na plataforma e, desta maneira, outra camada de carbonatos depositou-se. O seguinte pulso elevou rapidamente o nível do mar, formando uma superfície basal transgressiva menor, no topo das capas carbonáticas, depositando folhelhos arenosos e glauconíticos. Este processo repetiu-se ritmicamente em toda a área da Bacia Barinas, depositando uma série alternada bem definida de capas carbonáticas e lutíticas dentro da unidade “O”.

Uma rápida subida do nível do mar ao final do Cenomaniano e início do Turoniano Inferior, inundou a plataforma e interrompeu a produção de carbonatos de maneira permanente. Criou-se, assim, uma superfície de não deposição, forçando as fontes clásticas para o sul. Estabeleceram-se condições de sedimentação muito escassas no topo da plataforma carbonática, desenvolvendo-se uma sessão condensada, formada pelos folhelhos fosfáticos, ricos em matéria orgânica, do Membro La Morita da Formação Navay. A base do membro La Morita se interpreta como uma superfície de Máxima Inundação, correlacionável com a superfície de 91,5 Ma. Os dados bioestratigráficos indicam, na base de La Morita, uma idade Turoniano Inferior, consistente com a deste evento de máxima inundação. O topo da sequência

“C” corresponde à discordância erosional que está no topo do Membro Quevedo da Formação Navay e sobre a qual se depositou a Formação Burguita.

Seqüência D:

Esta seqüência é composta pela Formação Burguita. O limite superior da seqüência é uma discordância de origem tectônica. A idade deste evento localiza-se entre o Maastrichtiano e o Eoceno Médio, e sua origem poderia estar relacionada a um evento contemporâneo, ocorrido ao sul da Colômbia, produto da colisão ocorrida entre as placas da América do Sul e Nazca no Maastrichtiano, ao lado das costas colombianas.

Seqüência E:

Esta seqüência, que se deposita sobre a discordância que limita as seqüências D e E, começa com a Formação Gobernador de idade Eoceno médio, continua com a sedimentação da Formação Masparrito, e por último com a Formação Paguey, a qual constitui a seção condensada desta seqüência de tipo transgressiva. O evento que ocasionou a transgressão de Gobernador sobre a superfície erosional do Eoceno Médio, interpreta-se como a primeira etapa da subsidência da bacia antepaís.

Seqüência F:

Está composta pela parte superior da Formação Paguey e toda a Formação Parángula, que está constituída por sedimentos molássicos¹ que se depositaram em uma bacia antepaís.

4.2. Geologia Estrutural

A Bacia de Barinas-Apure constitui-se por uma depressão de forma alargada e assimétrica, que se estende desde a antefossa andina, ao norte, até as planícies situadas entre os rios Apure e Arauca a sudeste, com orientação aproximada de N40°E, paralela à cordilheira andina venezuelana. A dobra na borda sul da bacia é suave com mergulhos não maiores que 5° (Chacín *et al.*, 2005), como pode ser visto na Figura 5.

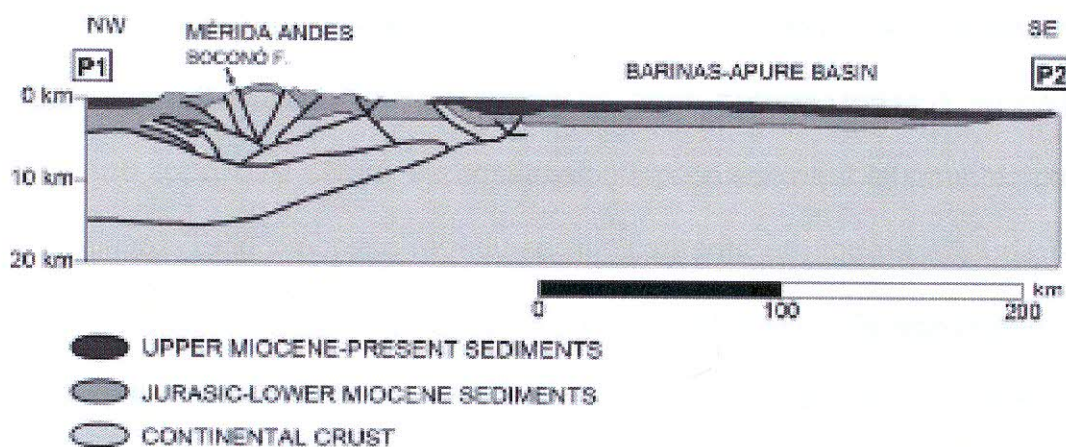


Figura 5: Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.

Em seu estado atual, a bacia é assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré cretácicas muito deformadas (Gonzáles de Juana, *et al.*, 1980).

A configuração atual da bacia deve-se principalmente à evolução do Sistema Andino, cujo soerguimento principal começou por volta do final do Mioceno e constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Sua estrutura é resultado de forças tectônicas que atuaram durante o Mio-Plioceno, sobre falhas estruturais mais antigas (Cretáceo Superior), contemporâneas à

orogênese Laramidiana. As fraturas mais antigas têm papel muito importante e decisivo na geologia do petróleo da bacia.

As acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior – Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Peistoceno apresenta erosão ao norte.

Também se reconhecem diferentes fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais, sendo as mais comuns falhas normais e inversas com dobras associadas, a maioria de baixo ângulo. As fases tectônicas são as seguintes:

Quadro 1 – Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.

Fase Distensiva	Jurásico - Neo-Cretácico	associada à etapa de margem passiva que afetou o norte da Venezuela neste período, o estilo estrutural é predominantemente normal com uma orientação NO-SE.
Fase Compressiva	Neo-Cretácico - Paleoceno - Eoceno Inferior	relacionada à orogênese dos Andes Centrais Colombianos, origina falhas inversas de orientação NO-SE, assim mesmo ocorre a reativação de muitas falhas normais geradas na fase anterior.
Fase Distensiva	Eoceno Inferior a Medio	afetou as unidades cretácias e a parte inferior do Eoceno Medio, o falhamento é normal com direção NE-SO.
Fase Compressiva	Eoceno Medio	associado provavelmente à chegada dos nappes ao norte da Venezuela, origina predominantemente falhas inversas de orientação NO-SE.
Fase Distensiva	Eoceno Médio a Superior	o falhamento originado durante esta fase, tem orientação preferencial NE-SO e afeta as seqüências cretácicas e Eocenas.

Fase Compressiva	Eoceno Superior	associada provavelmente ao último empurrão dos nappes e ao início do levantamento dos Andes Orientais Colombianos. Origina falhamento inverso com orientação preferencial E-O, NE-SO.
Fase Compressiva	Mioceno medio a Recente	associada ao soerguimento dos Andes e vigente até hoje em dia, gera falhas inversas de direção NE-SO, que cortam toda a seção estratigráfica. Durante essa fase orogênica se reativaram e inverteram estruturas preexistentes e a bacia adquiriu a configuração atual.

Do ponto de vista tectônico, o regime extensional que se desenvolveu no Neo-Cretaceo e Eoceno médio a final repercutiu na formação e evolução de falhas normais em toda a bacia. Eventos compressivos manifestados na formação de dobras, falhas inversas e, em consequência, de altos estruturais, mostram maior intensificação nas deformações presentes ao longo da sequência cretácica.

Em geral, pode-se observar na área sistemas de falhas em duas direções principais Sudeste e no sentido Nordeste que marcam o desenvolvimento das principais falhas em subsolo. Nesse sistema, a maioria das falhas orientadas no sentido Nordeste forma um padrão de falhas normais que revelam o caráter distensivo na área, manifestado provavelmente durante o Eoceno médio a final, e o comportamento das falhas orientadas no sentido Sudeste refletem um período compressional associado a orogênese andina que da origem a formação de estruturas dobradas e sistemas de falhas inversas observadas ao longo da sequência Figueroa L., (1994), *apud* Márquez y Martínez, (2005)).

Ramirez A., (2004), determinou que as falhas estruturais mais ressaltantes nos campos Hato Viejo y Sinco são: O alto onde se encontra o poço SIN-77, o qual pode ser descrito como um anticlinal assimétrico, e se encontra delimitado a leste pela falha inversa do SIN-27 e a oeste pela falha do SIN-4. Em uma seção realizada ao longo do campo de Sinco, com direção

preferencial SE/NW, observa-se a presença de um conjunto de falhas principais, em sua maioria normais, seu salto vertical tem papel importante na delimitação dos diferentes depósitos. A falha de SIN-1 constitui um sistema de falhas paralelas cuja componente transcorrente torna difícil a definição de sua componente vertical. Esta falha passa de normal a inversa ao longo de seu traço. A falha de SIN-61 é uma falha inversa que mergulha para norte que finaliza até o sul mudando seu sentido normal.

Ao sul do campo de Sinco encontra-se um gráben ou fossa tectônica de pouca extensão, o qual possivelmente foi originado durante uma das fases distensivas do Eoceno, que está representado por um falhamento normal com direção preferencial NE-SO, afetando as seqüências cretácicas e terciárias (Figuerola *et al.*, (1994) *apud* Ramirez (2004)). Sua formação poderia estar ligada a uma compensação dos esforços que originaram o alto do SIN-77. Na área onde se situa o poço SIN-59 encontra-se umas das estruturas mais importantes desses campos, conhecida como o alto de SIN-59.

4.3. Geologia Histórica

A bacia sedimentar Barinas-Apure fica a oeste da Venezuela e a sudeste da Cordilheira Andina de Mérida (CAM), cadeia esta que se formou da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul no final do Mioceno, o soerguimento de CAM constitui a mais provável causa da subsidência da bacia. É um exemplo clássico de uma complexa bacia formada num ambiente de atividade tectônica intensa e diversificada. Ainda não há estudos quantitativos estabelecendo a relação entre a rigidez flexural da placa

Sul Americana durante a existência da bacia e a morfologia da cadeia de montanhas.

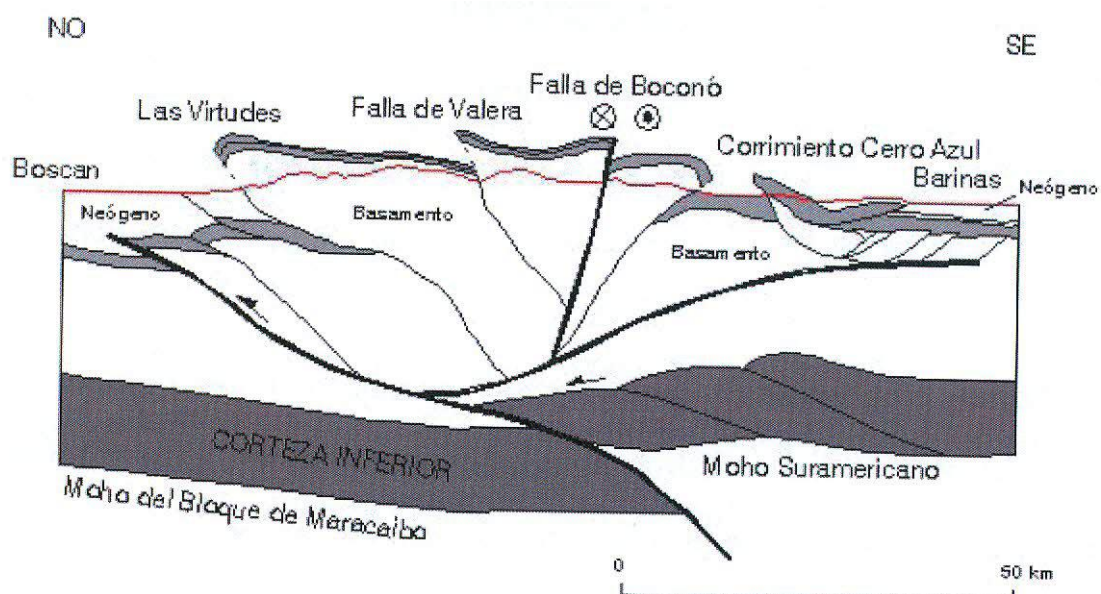


Figura 6: Sistema de falhas da cordilheira.

4.3.1. Modelo Tectônico

Atualmente, o mosaico tectônico do noroeste da América do Sul é composto por três placas litosféricas principais: as placas do Pacífico (Nazca) e Caribenha e a da América do Sul margeada nessa região pelo Arco Continental da Guiana incluindo o Bloco Andeano do Norte, como mostra a figura abaixo.

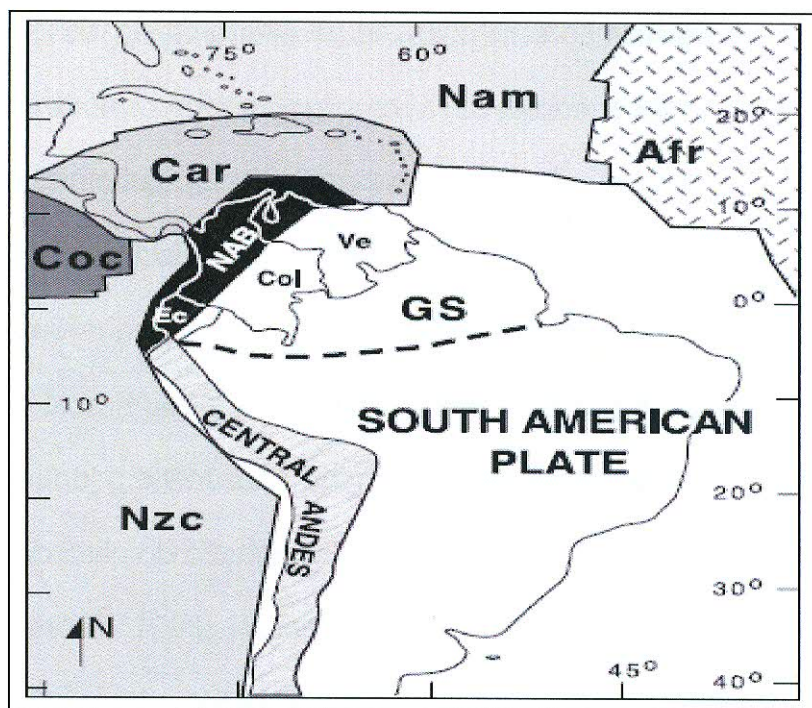


Figura 7: Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais. O primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea. Foram então gerados meio grábens orientados a sudeste, os quais se tornaram horsts na fase compressional durante o soerguimento da Cordilheira Andina de Méridas (e.g Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

O segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos. No início do Cenomaniano, o soerguimento da Cordilheira Central da Colômbia e o começo da subducção (subducção continental-continental) no flanco oeste, criaram a bacia original de antepaís no oeste da Venezuela (WVFB), compreendendo

hoje as bacias de Maracaibo e Barinas Apure (Audemard, 1991). No final do Paleoceno, Lara Nappes começou a cavalgar sobre o norte da bacia de Maracaibo (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), definindo o começo de uma margem tectônica ativa na área. Durante o final do Eoceno e o início do Oligoceno, a subsidência da WVFB foi afetada por uma reorganização de placas e uma maior compressão lateral oblíqua na borda da placa Caribenha-Sul Americana (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), juntamente com o soerguimento local e a mudança no regime de variação do nível do mar (Young et al., 1956).

O último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann and Burke, 1984; Eva et al., 1989; Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002). Depois de um pulso orogênico no início do Mioceno, a compressão causou um breve soerguimento na CAM no Plioceno-Quaternário (e.g. Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002) resultando na divisão da WVFB em duas bacias: Maracaibo, a noroeste, e Barinas-Apure a sudoeste (e.g. Mann et al., 1990; Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

A neotectônica presente no oeste da Venezuela é complexa devido ao grande número de interações entre blocos adjacentes e crosta, além do fato de a localização exata da borda da placa Caribenha-Sul Americana ser controversa devido a essa complexidade tectônica. Por hora, existem dois modelos vertentes para sua localização. De acordo com Audemard e Audemard (2002), a borda tem 600 Km e está localizada entre a falha NE-SW de Boconó e a falha E-W de Oca-Ancón e é composta de um número de blocos

independentes da placa contígua. Já a interpretação de Van der Hilst e Mann (1994), baseada em tomografia sísmica, prevê que a borda está localizada no Cinturão de Deformação Sul Caribenho (SCDB).

Estudos recentes com o uso de GPS indicam que um drift na direção leste da Placa Caribenha que se afasta da Placa Sul Americana a uma taxa de $2,05 \pm 0,2$ cm/ano (Pérez et al., 2001). Apesar de muitos autores concordarem que a principal borda entre as duas placas é uma falha right-lateral strike-slip (RLSS) (e.g. Bell, 1972; Pindell and Dewey, 1982; Sykes et al., 1982; Freymueller et al., 1993; Kellog and Veja, 1995), o movimento relativo das placas se torna mais complexo próximo ao oeste da Venezuela, devido a processos de subducção (Van der Hilst and Mann, 1994; Malavé and Suárez, 1995; Pérez et al., 1997; Taboada et al., 2000; Audemard and Audemard, 2002). De fato, estudos sismológicos descrevem um soerguimento de strike NE de uma porção da litosfera caribenha, sofrendo subducção ao norte da Colômbia e NW da Venezuela, a uma profundidade de aproximadamente 150 Km (Malavé and Suárez, 1995; Pérez et al., 1997). Adicionalmente outra elevação de strike E-W está sofrendo subducção abaixo dos blocos de Maracaibo e Bonaire na região do SCDB (e.g. Taboada et al., 2000; Audemard and Audemard, 2002).)

Neste modelo tectônico regional, o acomodamento de CAM devido ao esforço compressional dominante dado pelo encurtamento NW-SE e pelo movimento RLSS ao longo da falha de Boconó (e.g. Giegengack, 1984; Pérez et al., 2001; Audemard and Audemard, 2002), que se distribui sobre 500 Km ao longo do eixo longitudinal de CAM para se juntar ao strike E-W da falha de San Sebastian-El Pilar.

4.4 Geologia do Petróleo

4.4.1 Sistema Petrolífero

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A. (Chigne et al. 1999).

As duas áreas petrolíferas da bacia encontram-se na sub-bacia Barinas, localizada no sudoeste da Venezuela. No Estado de Barinas, ao sul da cidade de Barinas, a produção de óleo é concentrada numa área de aproximadamente 314 km², que incluem os campos de Caipe, Estero, Hato, Maporal, Palmita, Silvan, Mingo, Paez, Silvestre e Sinco. Na área de Apure, na divisa com a Colômbia temos os campos de La Victoria e Guafita (López et al., 1998).

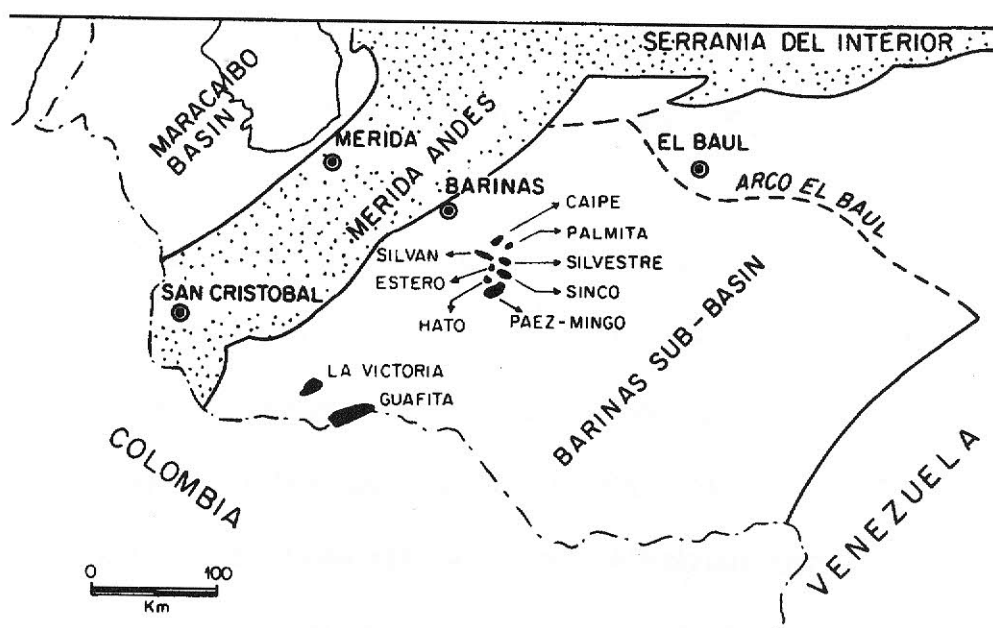


Figura 8: Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas (López et al. 1998).

A rocha geradora por excelência é a Formação Navay, de idade Neo Cretácea, cuja fácies são equivalentes, lateralmente, às da Formação La Luna. Há ainda rochas geradoras de importância secundária no Grupo Orocué (Formação Los Cuervos), que está sozinha em deposições mais profundas, associado com acumulações de grandes espessuras devido ao soerguimento andino.

Os principais reservatórios clásticos (terrígenos) são compostos pela formação Escandalosa e Burgüita (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador e Membro Arauc da Formação Guafita (Eoceno-Oligoceno). Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários, com porosidades secundárias do Membro Guaicán da Formação Escandalosa. As rochas selantes de escala regional são os intervalos de folhelhos das formações Burgüita (Cretáceo Superior), Pagüei (Eoceno), e o Membro Guardulio da Formação Guafita (figura 9).

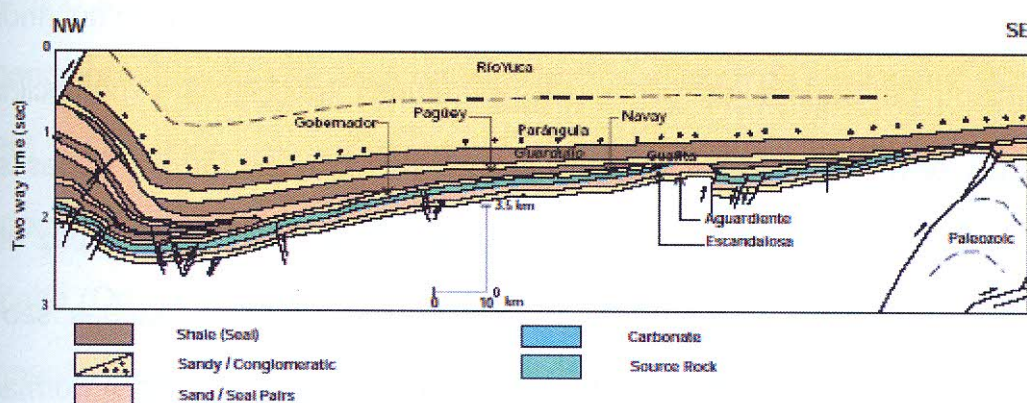


Figura 9: Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).

Existem dois modelos para geração, migração e trapeamento na bacia Barinas-Apure:

O primeiro relaciona-se com o sistema La Luna – Burguita. Devido à geração de petróleo na Bacia de Maracaibo e a sua migração sul-sudeste. Os selos para este caso constituem de unidades cretáceas: o superior por folhelho basal da Formação Burguita, o inferior por folhelho do Membro La Morita (Formação Navay). Os reservatórios são constituídos também por unidades cretácicas, como as formações Aguardientes e Escandalosa e as areias basais da Formação Burguita.

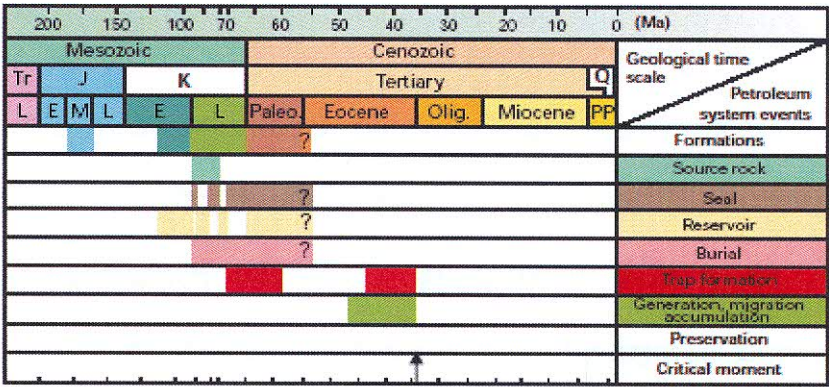


Figura 10: Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burguita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).

Já o segundo modelo se relaciona com a deposição do flanco sul andino. No estado de Barinas as falhas são estruturais (anticlinais e homoclinais) limitadas pela falha normal. As principais falhas que se tornam trapas são: Paez, Paguey e Silvestre (González de Juana et al. 1980, *apud* López et al. 1998). Os principais reservatórios produtores na sub-bacia Barinas são as formações Fortuna (Neo Cretáceo) e Gobernador (Eoceno médio). A Formação Fortuna consiste de dois principais arenitos e é o maior produtor prolífero. Na área Silvestre–Sinco, norte da falha Paez, os intervalos de produção são associados com a Formação Fortuna. Já considerando o sul da falha, os

intervalos de produção são comumente associados com a Formação Gobernador (Villamil, T., 2003).

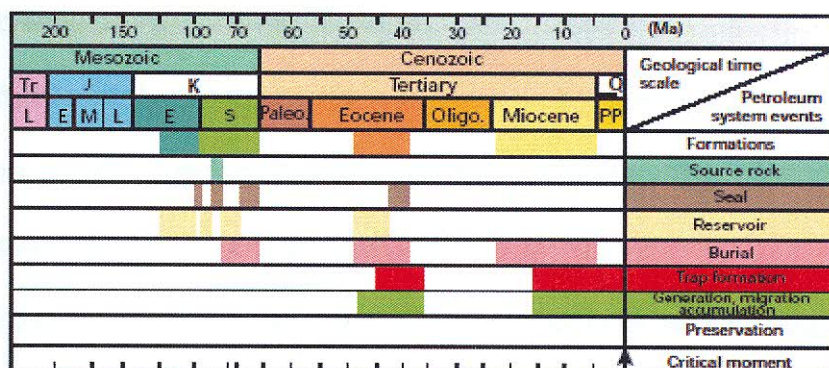


Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).

Na área de Apure, os intervalos de produção nos campos de La Victoria e Guafita estão associados com a Formação Guafita, na qual consistem dos membros Arauca e Guardulio.

Estudos de vários poços na bacia indicam que as formações La Morita e Quevedo (Cenomaniano e Santomaniano), e certamente áreas da Formação Escandalosa contém intervalos de folhelhos com tipo II de querogênio (Chigne, 1985). Folhelhos na Formação Guafita contém matéria orgânica predominantemente continental com alguma quantidade de material amorfo marinho (Ortega et al. 1987, *apud* Chigne et al., 2001). O Membro Arauca da Formação Guafita tem relativamente baixo o valor de Carbono Orgânico Total (COT=0,1%), enquanto que o intervalo superior do Membro Guardulio contém COT no intervalo de 0,1 até 5,5% (Ortega et al. 1987, *apud* Chigne et al., 2001). Essa zona superior também tem alta abundância de matéria orgânica marinha.

Os óleos do campo de Guafita são caracterizados como sendo uma mistura de origens marinha e terrestre, com uma predominância de matéria orgânica marinha em litofácies siliciclásticas (Labrador et al. 1995, *apud* Lopez et al., 1998). Tocco et al. 1996, *apud* Lopez et al., 1998 usaram modelagem geoquímica para identificar três rochas geradoras, classificadas por importância: (1) Seqüência do Cretáceo, representada pelas Formações La Luna, Capacho e Navay; (2) Seqüência do Oligoceno, representada pela Formação Carbonera e (3) Seqüência do Paleoceno, representada pelos folhelhos carbonáticos e carvões do Grupo Orocué e Formação Marcelina. Tocco et al. 1997, *apud* Lopez et al. 1998 definiram períodos de maturação e migração de hidrocarbonetos da Formação La Luna na Bacia de Maracaibo (Início Eoceno – Meio Eoceno; Final Eoceno – Início Mioceno e Início Mioceno – Holoceno), e um período principal do Grupo Orocué e Formação Carbonera (Mioceno médio até Plio-Pleistoceno) (Callejón et al. 2003).

Os óleos da sub-bacia Barinas podem ser classificados como parafinicos-naftênicos (campos de La Victoria e Guafita) até aromáticos-naftênicos (campos de Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita). A variação do grau API de 12^o para óleos no qual passam por alterações no reservatório (e.g. Silvestre e Sinco) até 32^o para crus sem alterações. A quantidade de enxofre no óleo varia de 0,4 até 2,2% e é inversamente proporcional ao grau do óleo. Os óleos de La Victoria e Guafita têm as menores concentrações de enxofre (0,4 até 0,6%), nos campos restantes tem concentração entre 0,6 e 2,2%. Essa variação pode ser relacionada pela alteração de processos como biodegradação (Sinco) e *water-washing* (Silvestre). Algumas variações na

concentração de enxofre, de diferentes campos, podem ser relacionadas com variações sistemáticas e geográficas nas litofácies da rocha geradora.

O óleo da sub-bacia Barinas é típico de derivados da mistura de matéria orgânica marinha e terrestre. Mas, baseado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, temos que o óleo da sub-bacia tem predominância de fonte marinha.

O estudo da litologia foi baseado em dois tipos de concentração. A primeira é a concentração de enxofre, onde campos como Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita que apresentam concentrações $> 0,6\%$ apresentam litofácies ricas em carbonatos. Já o segundo tipo de concentração é a taxa saturado/aromático, que no campo de La Victoria e Guafita apresentam valores $> 1,5$, indicando assim uma formação siliciclástica.

5. MAGNETOMETRIA

5.1. Introdução

Os Métodos Magnéticos e Gravimétricos tem muito em comum, porém o magnetismo é geralmente mais complexo e as variações no campo magnético são mais erráticas e localizadas (Telford, 1990).

As anomalias magnéticas de interesse na prospecção geofísica, tanto mineral quanto de hidrocarbonetos são causadas pela indução magnética do campo magnético principal da Terra, em rochas suscetíveis de serem magnetizadas por esse campo, onde o interesse principal é detectar e delimitar a distribuição espacial, profundidade e geometria aproximada de corpos magnetizados, que provocam alterações locais na intensidade, declinação e inclinação de campo magnético principal da Terra (C.C. Reis, 1998; M.P.P. Buonora, 2006).

A maioria das medidas magnéticas são realizadas com instrumentos na superfície do terreno ou em aeronaves, porém também podem ser realizadas em áreas cobertas por água através de embarcações, ou ainda em poços perfurados.

Devido ao baixo custo e à rapidez dos levantamentos, o Método Magnético é um dos mais utilizados na prospecção, pois além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ainda ser usada na identificação de contatos geológicos (falhas, dobras), que possam ter servido para o acúmulo de petróleo e gás (J.G. Luiz, 1995).

5.1.1. Prospecção de Petróleo

O uso do Método Magnético na prospecção de petróleo é quase sempre dirigido para a determinação da topografia do embasamento de rochas ígneas e metamórficas que está recoberto por rochas sedimentares. Tendo em vista que o efeito magnético das rochas sedimentares é muito fraco, qualquer anomalia observada sobre uma bacia sedimentar deve estar associada às rochas do embasamento. Assim, dois tipos de anomalias são reconhecidos: anomalias de intra-embasamento e anomalias de supra-embasamento (figura 12). As primeiras estão associadas às concentrações locais de minerais magnéticos no embasamento e podem produzir amplitudes superiores a 100 nT ($nT=10^{-9}$ Tesla); as outras são devidas aos desníveis (topografia ou soerguimento estrutural) na superfície do embasamento e produzem amplitudes bem mais suaves. Em primeira aproximação, tem-se que, para um desnível igual a 10% da profundidade do embasamento e uma intensidade de magnetização de 0,001 emu (emu=10 Coulomb), a anomalia de supra-embasamento apresenta uma amplitude em torno de 20 nT (Nettleton, 1971 *apud* J.G. Luiz, 1995).

As anomalias de supra-embasamento são as mais importantes para a prospecção de petróleo, porque as elevações na superfície do embasamento, que as provocam, podem ter afetado os sedimentos sobrejacentes, produzindo arqueamentos e, portanto, condições de armazenamento de petróleo (figuras 13 e 14).

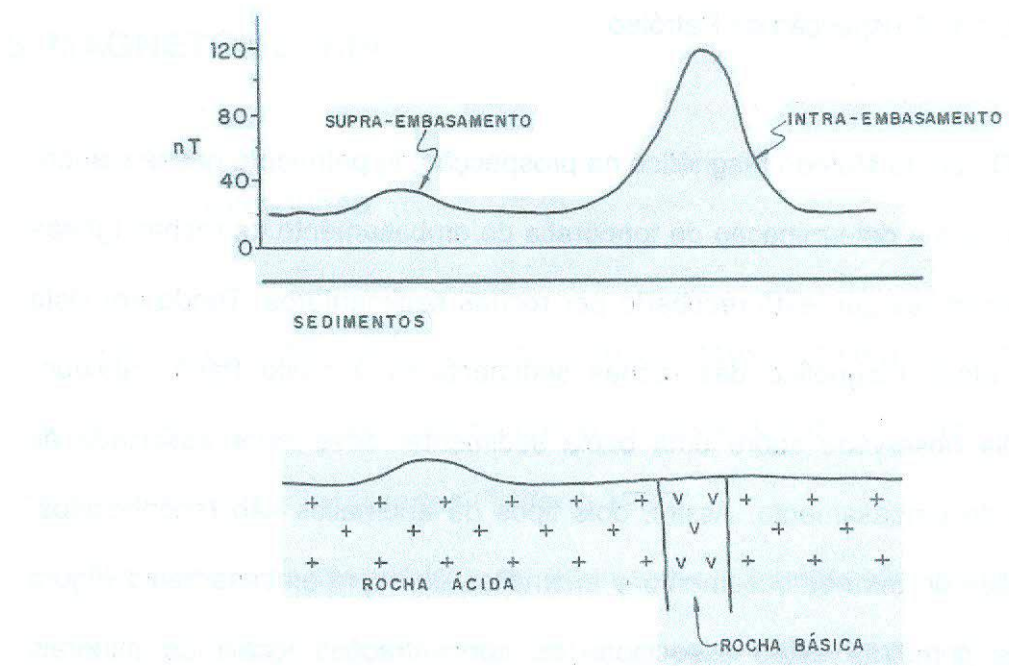


Figura 12: Representação esquemática das fontes de anomalias de supra e intra-embasamento (J.G. Luiz, 1995).

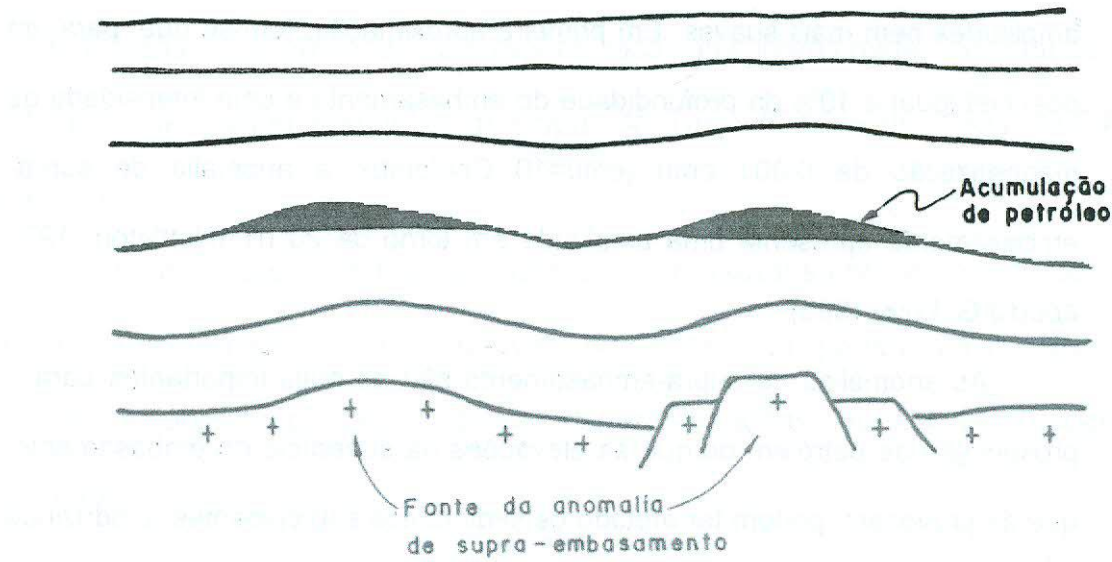


Figura 13: Perfil geológico esquemático mostrando o armazenamento de petróleo em “armadilha” causada pelo arqueamento de sedimentos. O arqueamento foi induzido pelos desníveis topográficos do embasamento (fonte magnética de supra embasamento) - (J.G. Luiz, 1995).

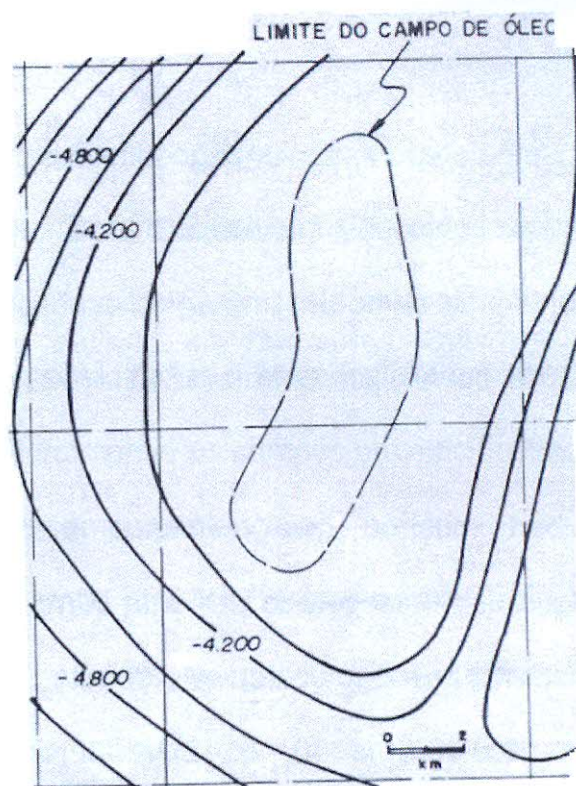


Figura 14: Mapa topográfico do topo do embasamento no campo de Swanson River, Alasca. Adaptado de Steeland (1995) - (J.G. Luiz, 1995).

Em áreas onde rochas ígneas ocorrem encaixadas nas rochas sedimentares, torna-se difícil, ou mesmo impossível, distinguirem-se as anomalias de supra-embasamento. Neste caso, a existência de fontes de anomalias de intra-embasamento poderá ser usada nas determinações da topografia do embasamento (Leite & Leão, 1985 *apud* J.G. Luiz, 1995).

Os dados magnéticos podem também ser utilizado para separar o efeito diapírico dos domos salinos e folhelhos, do efeito diapírico de rochas ígneas intrusivas, devido às características não magnéticas dos primeiros (J.G. Luiz, 1995).

5.1.2. Avaliação Histórica

Especula-se que o comportamento magnético dos materiais terrestres foi primeiro observados pelos chineses, séculos a.C. No entanto a noção de que a própria Terra comportava-se como um ímã só foi apresentada, segundo uma base científica, em 1600 por William Gilbert (1540 - 1603), através do trabalho intitulado “De Magnete”.

Neste trabalho Gilbert mostrou que o campo magnético da Terra é aproximadamente equivalente ao gerado por uma barra de ímã localizada no centro da Terra e orientada ao longo de seu eixo de rotação.

Em meados do século XIX (1830 – 1842), Karl Frederic Gauss confirmou as observações de Gilbert e concluiu, através de análises matemáticas, que o campo magnético observado na superfície da Terra não poderia ser causado por fontes externas, e sim por fontes localizadas em seu interior.

O estudo do campo magnético terrestre foi continuamente estudado desde Gilbert, mas a sua primeira aplicação foi em 1843, quando Von Wrede localizou depósitos de minério mapeando variações no campo magnético. Em 1879, Thalén marcou o primeiro uso do método magnético, primeira técnica geofísica usada, com a publicação do “*The Examination of IRON ORE Deposits by Magnetic Measurements*”.

Até hoje o Método Magnético é uma das ferramentas geofísicas mais usadas em levantamentos geofísicos, devido às facilidades e ao baixo custo (Telford, 1990; L.V. Barros, 2004).

5.1.3. Semelhanças entre Gravidade e Magnetismo

Investigações geofísicas empregando observações do campo magnético da Terra têm muito em comum àquelas que empregam observações do campo gravitacional da Terra. A semelhança mais notável entre esse dois métodos é que ambos são conhecidos como Métodos Potenciais, já que medem um campo que existe naturalmente: os campos gravitacional e magnético da Terra, também chamados de campos potenciais.

A expressão “campo potencial” refere-se a uma propriedade matemática desses tipos de forças. As forças, gravitacional e magnética, são conhecidas como forças conservativas, as quais podem ser representadas matematicamente por expressões escalares simples, conhecidas como potenciais. Daí a expressão “campo potencial” (L.V. Barros, 2004).

5.1.4. Diferenças entre Gravidade e Magnetismo

Embora haja semelhanças, existem também diferenças significativas entre os métodos de exploração gravimétrico e magnético, que tornam as avaliações qualitativa e quantitativa das anomalias magnéticas mais difíceis e menos intuitivas que as anomalias gravimétricas.

O parâmetro fundamental nas medidas geofísicas de gravimetria é a densidade das rochas, que quando próximas à superfície da Terra variam pouco de lugar para lugar (3,0 a 1,0 g/cm³). Similarmente, o parâmetro fundamental nas medidas magnéticas é a susceptibilidade magnética das

rochas, que pode variar de quatro a cinco ordens de magnitude (1 a 10.000). Esta variação não só está presente entre tipos diferentes de rocha, como também pode estar presente em um mesmo tipo de rocha, dificultando a determinação do tipo de rocha baseada na susceptibilidade magnética estimada.

Tabela 1: tabela de densidade de alguns tipos de rocha (Telford, 1990).

Tipo de Rocha	Faixa (g/cm ³)	Média (g/cm ³)	Mineral	Faixa (g/cm ³)	Média (g/cm ³)
<i>Sedimentos (seco)</i>			<i>Minerais metálicos</i>		
Soterramento		1.92	<i>Oxidos, Carbonatos</i>		
Solo	1.2 - 2.4	1.92	Bauxita	2.3 - 2.55	2.45
Argila	1.63 - 2.6	2.21	Limonita	3.5 - 4.0	3.78
Cascalho	1.7 - 2.4	2.0	Siderita	3.7 - 3.9	3.83
Areia	1.7 - 2.3	2.0	Rutilo	4.18 - 4.3	4.25
Arenito	1.61 - 2.76	2.35	Magnesita	4.2 - 4.4	4.32
Folhelho	1.77 - 3.2	2.4	Cromita	4.3 - 4.6	4.36
Calcário	1.93 - 2.9	2.55	Ilmenita	4.3 - 5.0	4.67
Dolomita	2.28 - 2.9	2.7	Pirolusita	4.7 - 5.0	4.82
Rochas Sedimentares (média)		2.5	Magnetita	4.9 - 5.2	5.12
<i>Rochas Ígneas</i>			Hematita	4.9 - 5.3	5.18
Riolito	2.35 - 2.7	2.52	Cuprita	5.7 - 6.15	5.92
Andesita	2.4 - 2.8	2.61	Cassiterita	6.8 - 7.1	6.92
Granito	2.5 - 2.81	2.64	Wolframita	7.1 - 7.5	7.32
Granodiorito	2.67 - 2.79	2.73	<i>Sulfetos, Arsênicos</i>		
Pórfiro	2.6 - 2.89	2.74	Esfalerita	3.5 - 4.0	3.75
Quartzo Diorito	2.62 - 2.96	2.79	Malaquite	3.9 - 4.03	4.0
Diorito	2.72 - 2.99	2.85	Calcopirita	4.1 - 4.3	4.2
Lava	2.8 - 3.0	2.9	Estanita	4.3 - 4.52	4.4
Diabásio	2.5 - 3.2	2.91	Estibinita	4.5 - 4.6	4.6
Basalto	2.7 - 3.3	2.99	Pirrotita	4.5 - 4.8	4.65
Gabro	2.7 - 3.5	3.03	Molibdenita	4.4 - 4.8	4.7
Peridotito	2.78 - 3.37	3.15	Marasita	4.7 - 4.9	4.85
Ígnea Ácida	2.3 - 3.11	2.61	Pirita	4.9 - 5.2	5.0
Ígnea Básica	2.09 - 3.17	2.79	Bornita	4.9 - 5.4	5.1
<i>Rochas Metamórficas</i>			Calcocita	5.5 - 5.8	5.65
Quartzito	2.5 - 2.7	2.6	Arsenopirita	5.9 - 6.2	6.1
Xisto	2.39 - 2.9	2.64	Galena	7.4 - 7.6	7.5
Grauvaca	2.6 - 2.7	2.65	Cinabrio	8.0 - 8.2	8.1
Mármore	2.6 - 2.9	2.75	<i>Minerais não-metálicos</i>		
Serpentinito	2.4 - 3.1	2.78	Petróleo	0.6 - 0.9	
Gneisse	2.59 - 3.0	2.8	Gelo	0.88 - 0.92	
Anfibolito	2.9 - 3.04	2.96	Água do mar	1.01 - 1.05	
Eclogito	3.2 - 3.54	3.37	Lignita	1.1 - 1.25	1.19
Metamórfica	2.4 - 3.1	2.74	Carvão	1.2 - 1.5	1.32
			Antracito	1.34 - 1.8	1.5

Giz	1.53 - 2.6	2.01
Grafite	1.9 - 2.3	2.15
Pedra de sal	2.1 - 2.6	2.22
Gesso	2.2 - 2.6	2.35
Caulinita	2.2 - 2.63	2.53
Ortoclasio	2.5 - 2.6	
Quartzo	2.5 - 2.7	2.65
Calcita	2.6 - 2.7	
Anidrita	2.29 - 3.0	2.93
Biotita	2.7 - 3.2	2.92
Magnesita	2.9 - 3.12	3.03
Fluorita	3.01 - 3.25	3.14
Bário	4.3 - 4.7	4.47

Tabela 2: tabela de susceptibilidade magnética de alguns tipos de rocha
(Telford, 1990).

Tipo	Susceptibilidade x 103 (SI)		Tipo	Susceptibilidade x 103 (SI)	
	Faixa	Média		Faixa	Média
<i>Sedimentar</i>					
Dolomita	0 - 0.9	0.1	<i>Minerais</i>		
Calcarenito	0 - 3	0.3	Grafite		0.1
Arenito	0 - 20	0.4	Quartzo		.-0.01
Folhelho	0.01 - 15	0.6	Pedra de sal		.-0.01
Média de 48 sedimentos	0 - 18	0.9	Anidrita, Gesso		.-0.01
			Calcita	.-0.001 - -0.01	
<i>Metamórfica</i>					
			Carvão		0.02
Anfibolito		0.7	Argila		0.2
Xisto	0.3 - 3	1.4	Calcopirita		0.4
Filita		1.5	Esfalerita		0.7
Gneisse	0.1 - 25		Cassiterita		0.9
Quartzito		4	Siderita	1.0 - 4.0	
Serpentinito	3.0 - 17		Pirita	0.005 - 5	1.5
Média de 61 metamórficas	0 - 70	4.2	Limonita		2.5
			Arsenopirita		3
<i>Ígnea</i>					
			Hematita	0.5 - 35	6.5
Granito	0 - 50	2.5	Cromita	3 - 110	7
Riolito	0.2 - 35		Pirrotita	1.0 - 6000	1500
Augite-Sienito	30 - 40		Ilmenita	300 - 3500	1800
Olivina-Diabásio		25	Magnetita	1200 - 19200	6000
Diabásio	1 -160	55			
Pórfiro	0.3 - 200	60			
Gabro	1.0 - 90	70			
Basalto	0.2 - 175	70			
Diorito	0.6 - 120	85			
Peroxenito		125			
Peridotito	90 - 200	150			
Andesito		160			
Média da ígneas ácidas	0 - 80	8			
Média da ígneas básicas	0.5 - 97	25			

Outra diferença é que a força magnética pode ser tanto de repulsão quanto e atração, ao contrário da força gravitacional, que é de atração, e não existe monopólo magnético, apenas dipolo.

Enquanto as variações do campo gravitacional são sempre geradas por variações de densidades das rochas em sub superfície, as variações do campo magnético podem ter como origem a magnetização induzida e a permanente.

E, por fim, ao contrário do campo gravitacional, que não muda significativamente com o tempo, o campo magnético é altamente dependente do tempo, como será visto mais adiante (L.V. Barros, 2004).

5.1.5. Conceitos Básicos

A teoria magnética clássica e a moderna diferem em conceitos básicos, a clássica é similar à teoria elétrica e gravitacional, onde o conceito básico de pólo magnético é análogo ao de carga e ao de massa, inclusive com leis semelhantes para descrever a interação entre pólos magnéticos, cargas elétricas e massas.

No entanto, ao contrário da teoria elétrica, onde a estrutura elementar é a carga isolada (elétron), a unidade básica do magnetismo é o dipolo magnético, o qual é gerado a partir de uma corrente elétrica circular (Lei de Ampère), e composto por dois pólos $+p$ e $-p$ separados pela distância $2l$. O momento de dipolo magnético é definido como:

$$\vec{m} = 2lp\vec{r}_1 \quad (I)$$

Onde \vec{m} é um vetor na direção do vetor unitário \vec{r}_1 , que se estende do pólo negativo (Norte Magnético), ao pólo positivo (Sul Magnético).

A força de interação magnética entre dois pólos é definida através da Lei de Coulomb, por:

$$\vec{F} = \left(\frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) \vec{r}_1 \quad (II)$$

Onde \vec{F} é a força em p_2 , os pólos magnéticos são p_1 e p_2 , r é a distância entre os pólos, μ é a permeabilidade magnética, e \vec{r}_1 é o vetor unitário que vai de p_1 a p_2 .

Como no caso elétrico, mas diferente do caso gravitacional onde a força é sempre atrativa, a força magnética é de atração para pólos de sinais opostos e de repulsão para pólos de mesmo sinal.

Ao espaço próximo de um pólo, onde a força de magnetização causada por este faz-se sentir, dá-se o nome de campo magnético, que pode ser definido como:

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{p_2} = \left(\frac{p_1}{\mu r^2} \right) \vec{r}_1 \quad (III)$$

Como o campo magnético é conservativo, o mesmo também pode ser obtido através do gradiente da função potencial magnético, que é um campo

escalar. Portanto, considerando um ponto qualquer com uma distância do pólo com o qual está interagindo, o potencial magnético pode ser expresso por:

$$W = \frac{\mu_0}{\left[4\pi\left(\frac{m}{r}\right)\right]} \quad (\text{IV})$$

Por conseguinte o campo magnético será:

$$\vec{H} = -\nabla W = \frac{\mu_0}{\left[4\pi\left(\frac{m}{r^2}\right)\right]} \vec{r}_1 \quad (\text{V})$$

Quando uma material magnético está na presença de um campo magnético externo \vec{H} , surge um campo interno adicional \vec{H}' , que é proporcional a intensidade de magnetização adquirida pelo material. A intensidade de magnetização, ($\vec{M} = \frac{\vec{m}}{V}$, momento de dipolo por unidade de volume), sofrida pelo corpo depende do grau de alinhamento dos momentos dos átomos que o compõem, em relação ao campo externo indutor. Tal propriedade é função da intensidade do campo externo e da susceptibilidade magnética da substância que constitui o corpo.

A susceptibilidade magnética (χ) é uma propriedade intrínseca de cada substância e é definida como:

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (\text{VI})$$

O campo de indução magnética \vec{B} , que é definido como o campo total dentro do corpo magnético, pode ser expresso pela seguinte soma:

$$\vec{B} = \vec{H} + \vec{H}' \quad (\text{VII})$$

Por definição, sabe-se que o campo de indução magnética \vec{B} é proporcional ao campo da força de magnetização \vec{H} , através de uma razão que é a permeabilidade magnética do meio ($\mu = (1 + 4\pi\chi)$ (C.C. Reis, 1998; Telford, 1990) :

$$\vec{B} = \mu\vec{H} = \vec{H} + 4\pi\vec{M} \quad (\text{VIII})$$

5.1. Magnetização dos Materiais

Para entendermos melhor como funciona a magnetização das rochas e minerais iremos descrevê-la através de um modelo atômico simples.

5.2.1. Indução Magnética

Sabemos que uma força \vec{F} agindo sobre uma carga Q , se movendo com uma velocidade constante \vec{v} em um campo magnético é dada pela equação:

$$\vec{F} = Q(\vec{v} \times \vec{B}) \quad (\text{IX})$$

Onde \vec{B} é a indução magnética. Tal força pode ser considerada como aquela gerada por um circuito de corrente elétrica agindo em outro circuito elétrico de teste.

Nos pontos de observação fora de fontes magnéticas, e em regiões onde inexistem correntes magnéticas, a indução magnética é o gradiente de um potencial escalar magnético:

$$\vec{B} = -\nabla V \quad (\text{X})$$

Tanto na gravimetria quanto na magnetometria, o cálculo dos efeitos das anomalias produzidos por corpos de formas especiais se torna mais simples se primeiramente calcularmos o potencial V e depois aplicarmos a equação X (M.P.P. Buonora, 2006).

5.2.2. Mecanismos de Indução Magnética

Como descrevemos no modelo atômico para explicar a magnetização dos materiais, normalmente a magnetização dos elétrons numa substância se cancelam, porém algumas vezes pode haver um desequilíbrio entre esses elétrons. É baseado nesse “equilíbrio de campos” que podemos classificar os materiais magnéticos em (C.C. Reis, 1998; M.P.P. Buonora, 2006; L.V. Barros, 2004):

Diamagnéticos - Descobertos por Michael Faraday em 1846. Esta forma de magnetismo é uma propriedade fundamental de todos os materiais, e é causada quando se aplica um campo magnético, produzindo um movimento orbital, de modo a gerar um campo em sentido oposto ao campo aplicado, o qual é interrompido assim que o campo aplicado é cessado. Esse comportamento independe da temperatura e é definido com susceptibilidade (χ) relativamente baixa e negativa. Para elementos que não possuem elétrons aos pares em suas camadas externas, esta é a única forma de magnetismo observada.

Devido ao fato deste comportamento cessar assim que o campo aplicado cessa, esses materiais contribuem pouco para o campo geomagnético.

Paramagnéticos - Esta forma de magnetismo está associada aos elementos que têm um número ímpar de elétrons em suas camadas externas e susceptibilidade pequena e positiva. Devido ao número ímpar de elétrons, mesmo com um campo magnético externo nulo, tais materiais possuem momento magnético diferente de zero. O paramagnetismo está associado às direções de alinhamento do *spin* do elétron na presença de um campo magnético externo.

O efeito do paramagnetismo diminui com a temperatura, de forma que acima de certa temperatura, conhecida como temperatura de Curie, não pode ser mais observado.

Materiais com esse tipo de magnetização também contribuem pouco para o campo geomagnético, já que possuem uma magnetização pouco intensa.

Ferromagnéticos - Este é um caso especial do paramagnetismo, onde a susceptibilidade é 10^6 vezes maior que as dos materiais paramagnéticos, e no qual há um alinhamento quase perfeito das direções do spin do elétron, subdividindo o material em domínios magnéticos, e também só é observado abaixo da temperatura de Curie.

Há três variedades de ferromagnetismo:

Ferromagnéticos Puros – As direções de alinhamento do spin do elétron dentro de cada domínio são quase todas paralelas à direção do campo magnético indutor externo. Substâncias ferromagnéticas puras têm susceptibilidade grande e positiva (aproximadamente 1).

Antiferromagnéticos – As direções de alinhamento do elétron nos domínios adjacentes são opostas e a abundância relativa de domínios em cada direção do spin é aproximadamente igual. A intensidade magnética observada para o material é quase zero, de forma que a susceptibilidade desses materiais é quase nula.

Ferrimagnéticos – Como os materiais antiferromagnéticos, os domínios adjacentes produzem intensidades magnéticas em direções opostas. Porém,

as intensidades associadas aos domínios polarizados em direção oposta à do campo externo são mais fracas.

A intensidade magnética observada para todo o material está na mesma direção do campo induzido, mas é muito mais fraca do que a observada nos materiais ferromagnéticos puros. Dessa forma, a susceptibilidade dos materiais ferrimagnéticos é pequena e positiva.

O conjunto dos tipos de magnetização é também denominado magnetização espontânea. Na escala dos grãos de uma rocha, a magnetização espontânea pode ser muito grande, porém em afloramento, os momentos magnéticos dos grãos individuais podem se orientar de uma forma tão aleatória, que o seu momento resultante é pequeno. Além disso, na presença do campo magnético da Terra, eles tendem a se orientar na direção desse campo externo (C.C. Reis, 1998; M.P.P. Buonora, 2006; L.V. Barros, 2004).

5.2.3. Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética é uma variável significativa no magnetismo, seu papel é análogo ao da densidade na gravimetria. Embora alguns instrumentos sejam capazes de medir a susceptibilidade magnética no campo, eles apenas podem ser usados em afloramentos ou em uma amostra da rocha, e não medem necessariamente a susceptibilidade volumétrica da formação.

É importante lembrar, que como vimos acima, a variável χ não é constante para uma substância magnética, pois conforme \vec{H} cresce, χ cresce em uma taxa maior, atingindo o seu máximo, e em seguida decaindo a zero. Embora as curvas de magnetização tenham uma forma generalizada, o valor de \vec{H} de saturação varia conforme o tipo de mineral magnético, por isso é importante, na determinação da susceptibilidade, usar um valor de \vec{H} aproximadamente igual ao do campo da Terra.

A maioria das medidas de χ envolvem uma comparação entre a amostra e um padrão. Um método simples feito em laboratório é comparar a deflexão produzida no magnetômetro entre a amostra preparada e a amostra padrão do material magnético, quando a amostra está na posição Gauss-A (*end-on*). A susceptibilidade da amostra preparada é encontrada através da taxa de deflexões:

$$\chi_A = \frac{\chi_P d_A}{d_P} \quad (XI)$$

Onde d_A e d_P são as deflexões da amostra preparada e da amostra padrão respectivamente. As amostras devem ser do mesmo tamanho (Telford, 1990).

5.2.4. Susceptibilidade das Rochas e Minerais

Como vimos acima, a susceptibilidade é uma grandeza adimensional, sendo específica para cada material e responsável pelo grau de magnetização

que este pode sofrer na presença de um determinado campo externo. Quanto maior a susceptibilidade, maior a magnetização do material quando submetido a um campo indutor (C.C. Reis, 1998).

A susceptibilidade magnética das rochas é função da quantidade de minerais ferromagnéticos que as mesmas contém, sendo que, o tamanho dos grãos e sua dispersão na rocha também influem. Como os minerais ferromagnéticos, formados por óxidos e sulfetos de ferro, tem normalmente abundância relativa menor do que os silicatos, a susceptibilidade das rochas tende a ser relativamente mais baixas, embora continue demonstrando propriedades ferromagnéticas, tais como a histerese (C.C. Reis, 1998).

Diferentemente da densidade, existe uma grande variação dos valores de susceptibilidade para uma rocha em particular, assim como um largo *overlap* entre tipos diferentes de rochas. Nota-se que rochas sedimentares possuem, em média, os menores valores de susceptibilidade, enquanto as rochas ígneas possuem os maiores valores de susceptibilidade (Telford, 1990). Conseqüentemente, somente o conhecimento dos valores das susceptibilidades não é suficiente para determinar o tipo de rocha e, por outro lado, o conhecimento do tipo de rocha não é, freqüentemente, suficiente para calcular a susceptibilidade esperada (C.C. Reis, 1998).

Essa grande variação nos valores das susceptibilidades implica que as variações espaciais no campo magnético observado podem estar diretamente relacionadas à estrutura geológica. Por serem grandes as variações entre quaisquer tipos determinados de rocha, será difícil fazer correções no campo magnético observado, como é feito na gravimetria (C.C. Reis, 1998).

5.2.5. Magnetismo Remanescente

Como foi visto anteriormente, ao se medir o campo magnético total próximo de um material, submetido a um campo indutor, obteríamos como valor do campo total a soma do campo indutor e do campo induzido interno, gerado no material. Medindo-se as variações espaciais do campo magnético total e sabendo que o campo indutor é semelhante, podemos, a priori, mapear as variações espaciais do campo induzido e assim determinar variações espaciais da susceptibilidade magnética dos materiais em sub superfície.

Se o material magnético tiver susceptibilidade relativamente alta ou se o campo indutor for forte, o material magnético reterá uma parte de sua magnetização induzida mesmo depois que o campo indutor desaparecer. Esta magnetização residual é chamada Magnetização Remanescente (C.C. Reis, 1998).

A magnetização remanescente normalmente contribui para a magnetização total tanto em amplitude quanto na direção. Este efeito é complicado, pois depende da história magnética da rocha. A magnetização remanescente tem diversas causas, sendo que as principais são (Telford, 1990):

Magnetização Termoremanescente - a qual resulta do resfriamento de um material magnético abaixo do ponto de Curie na presença de um campo externo (normalmente o campo da Terra). Sua direção depende da direção do campo, do tempo e do lugar onde a rocha foi resfriada. A aquisição

remanescente deste tipo é particularmente estável. Este é o principal mecanismo de magnetização remanescente em rochas ígneas.

Magnetização Detrítica – ocorre durante a deposição de pequenas partículas granuladas na presença de um campo externo. Variadas argilas exibem esse tipo de remanescência.

Magnetização Remanescente Química - a qual toma lugar quando as partículas magnéticas aumentam de tamanho ou alteram o formato devido à ação química a temperaturas moderadas, isto é, abaixo do ponto de Curie. Este processo pode ser significativo em rochas sedimentares e metamórficas.

Magnetização Remanescente Isotérmica – a qual trata-se da remanescência que fica tão logo se remove o campo externo (figura 15). Relâmpagos produzem este tipo de magnetização remanescente sobre áreas bem pequenas.

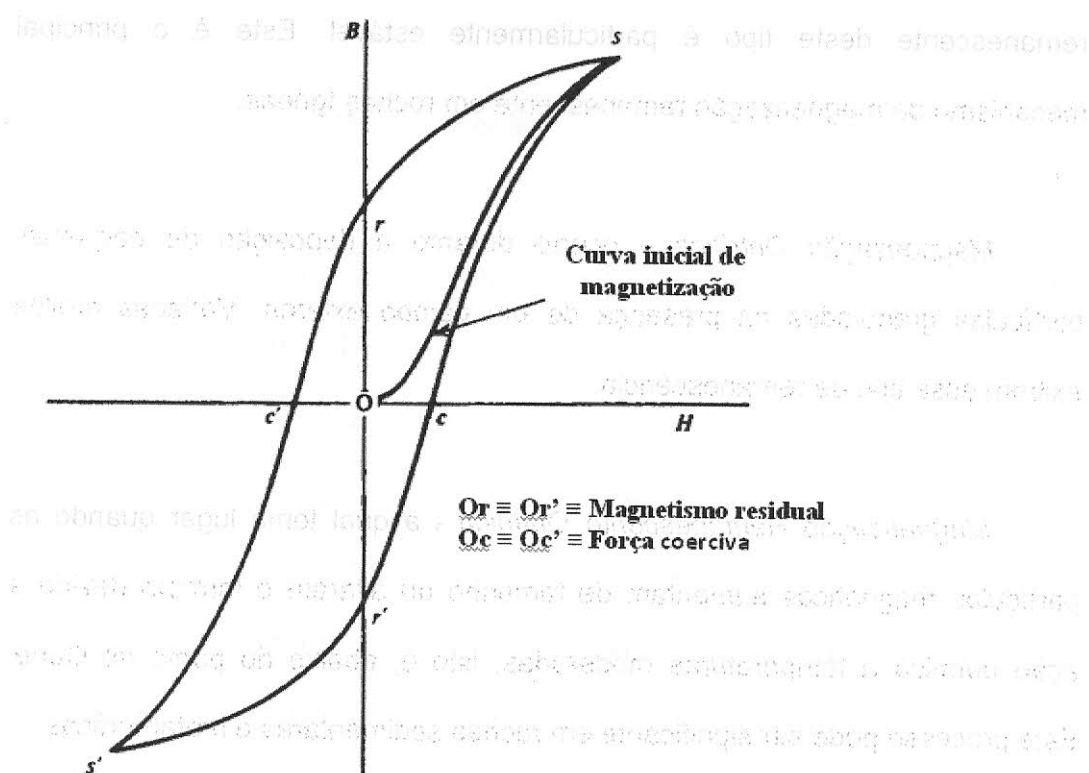


Figura 15: Curva de histerese típica (Telford, 1990).

Magnetização Remanescente Viscosa – a qual é produzida por uma exposição longa a um campo externo; o crescimento da remanescência é função logarítmica do tempo. A magnetização remanescente viscosa é provavelmente a mais característica de rochas de grãos/partículas pequenas, finos, que de rochas de grãos/partículas grossas, ásperas. Esta remanescência é suficientemente estável.

A magnetização remanescente é a componente de magnetização do material que os geofísicos de terra sólida utilizam para mapear o movimento de continentes e bacias oceânicas resultantes do movimento de placas tectônicas (L.V. Barros, 2004). Muitas rochas possuem magnetismo remanescente cuja orientação nem é na direção norte, e nem na direção sul do campo magnético

presente da Terra. Essas evidências suportam a teoria das placas tectônicas (Telford, 1990).

5.3. O Campo Magnético da Terra

Medidas efetuadas na superfície da Terra sugerem que o atual campo magnético terrestre pode ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. Este momento aponta para o pólo sul geográfico e se localiza sobre um eixo que forma um ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$ com o eixo de rotação da Terra (figura 16).

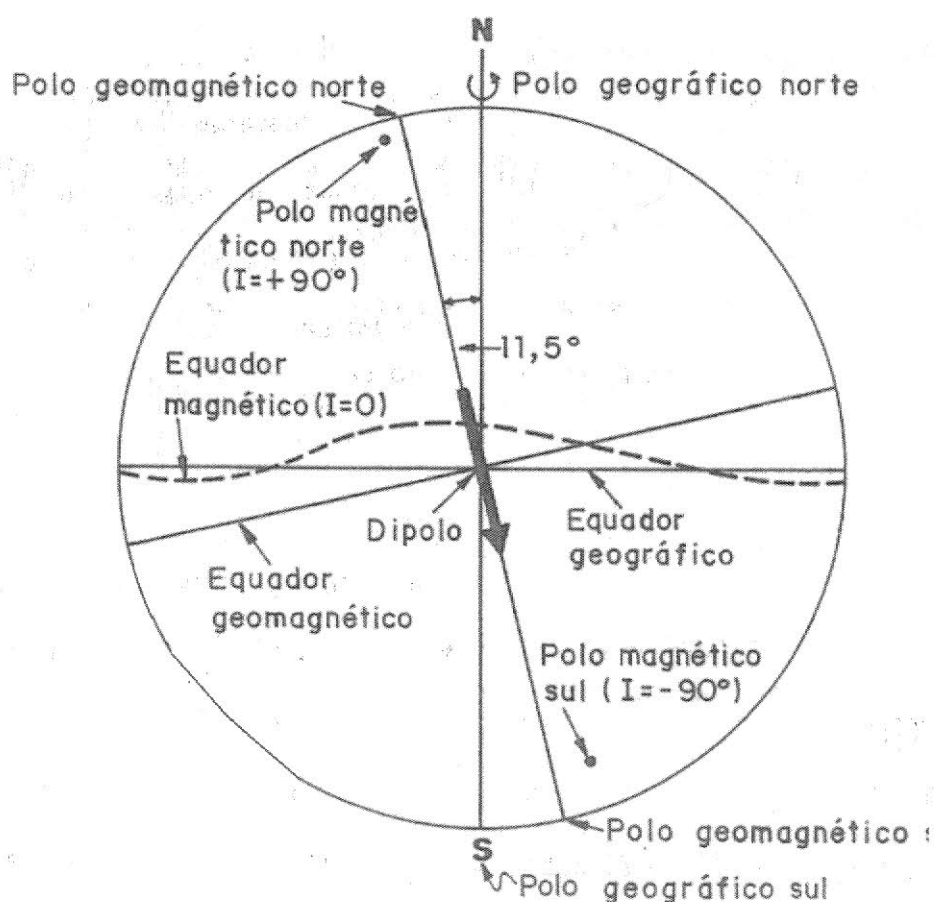


Figura 16: Representação esquemática do dipolo cujo campo é uma aproximação do campo magnético terrestre (J.G. Luiz, 1995).

O eixo do dipolo terrestre intercepta a superfície da Terra nas coordenadas aproximadas de $78,5^\circ$ N- 69° W e $78,5^\circ$ S- 111° E, determinando o que se chama de pólos magnéticos. Estes pólos não devem ser confundidos com os verdadeiros pólos magnéticos, definidos nas posições onde uma agulha inclina-se com ângulo de 90° em relação à superfície da Terra. As coordenadas dos pólos magnéticos verdadeiros são aproximadamente 75° N- 101° W e 67° S- 143° E, o que indica que eles não são diametralmente opostos.

O campo magnético da Terra (\vec{F}_0) é caracterizado em qualquer ponto da superfície terrestre pelos seguintes elementos (figura 17) : componente horizontal (\vec{F}_h), componente vertical (\vec{F}_z), ângulo de inclinação com o plano horizontal (i), ângulo de declinação (D), formado entre \vec{F}_h e a direção do norte geográfico (marcado a partir dessa última). A componente horizontal pode ser de composta em duas outras: a componente norte (\vec{F}_x), na direção do norte geográfico e a componente leste (\vec{F}_y), na direção do leste geográfico. O campo magnético \vec{F}_0 , as componentes \vec{F}_h e \vec{F}_z , bem como a inclinação i estão todos em um mesmo plano vertical.

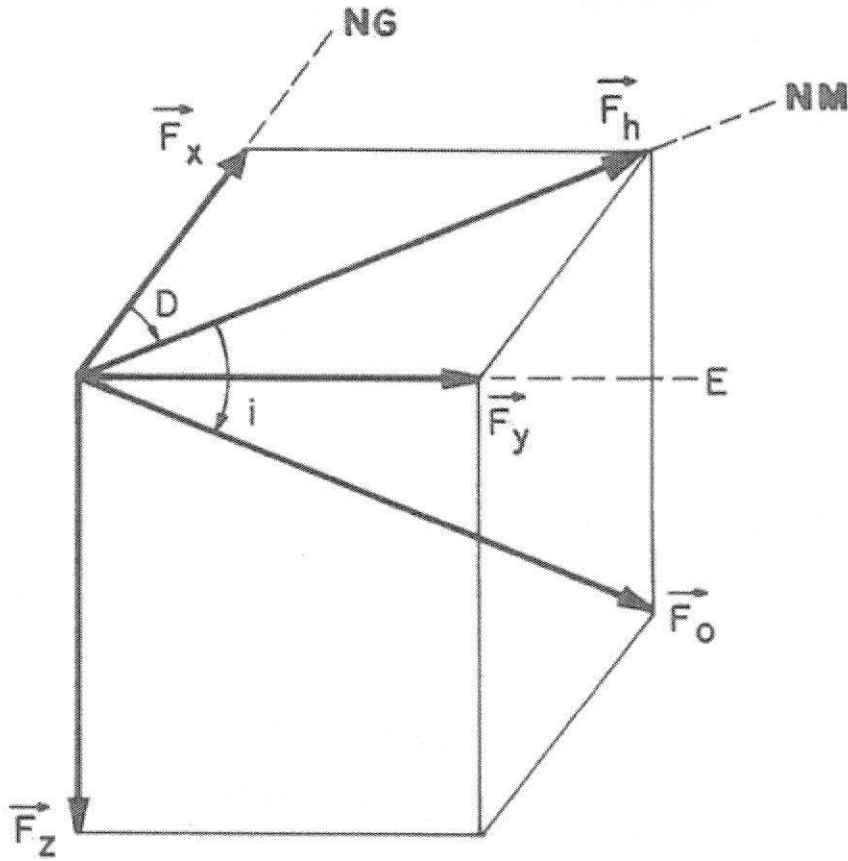


Figura 17: Representação geométrica do campo magnético terrestre e seus elementos. NG – norte geográfico; NM – norte magnético; E – leste (J.G. Luiz, 1995).

Observando a figura acima, é possível estabelecerem-se as seguintes relações trigonométricas entre o campo magnético e os seus elementos:

$$F_0^2 = F_h^2 + F_z^2 \quad (\text{XII})$$

$$F_h^2 = F_x^2 + F_y^2 \quad (\text{XIII})$$

$$F_0^2 = F_x^2 + F_y^2 + F_z^2 \quad (\text{XIV})$$

$$F_h = F_0 \cos i \quad (\text{XV})$$

$$F_x = F_h \cos D = F_0 \cos i \cos D \quad (\text{XVI})$$

$$F_y = F_h \sin D = F_0 \cos i \sin D \quad (\text{XVII})$$

$$F_z = F_0 \sin i \quad (\text{XVIII})$$

$$i = \arctg \left(\frac{F_z}{F_h} \right) \quad (\text{XIX})$$

$$D = \arctg \left(\frac{F_y}{F_x} \right) \quad (\text{XX})$$

A componente vertical \vec{F}_z é considerada positiva, quando aponta para o interior da Terra; isso ocorre na maior porção do hemisfério norte. Quando aponta para fora da Terra, ela é convencionalmente negativa; isso se dá na maior parte do hemisfério sul (figura 18).

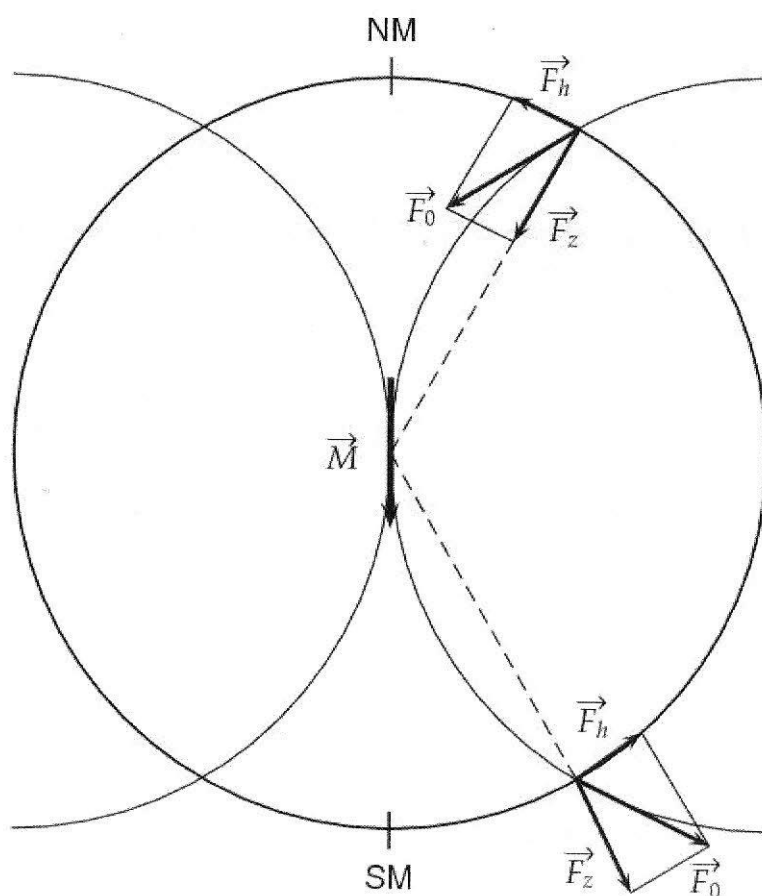


Figura 18: Representação esquemática das linhas de força do campo geomagnético. NM-norte magnético; SM-sul magnético (J.G. Luiz, 1995).

Os valores de inclinação variam de zero a 90° no hemisfério norte e de zero a -90° no hemisfério sul. Os pontos onde $i = \pm 90^\circ$ são pólos magnéticos verdadeiros; nesses pontos, $\vec{F}_0 = \vec{F}_z$ e $\vec{F}_h = 0$. As posições onde $i = 0^\circ$ definem o equador magnético; nessas posições, $\vec{F}_0 = \vec{F}_h$ e $\vec{F}_z = 0$. O equador geográfico e o equador magnético não coincidem e nem são paralelos (figura 19). O equador magnético divide a Terra em dois hemisférios, denominados norte e sul em analogia aos hemisférios geográficos. A componente horizontal \vec{F}_h aponta sempre para o norte magnético.

O campo magnético terrestre e seus elementos sofrem variações ao longo do tempo. Essas variações foram primeiramente constatadas em 1634 por H. Gellibrand, que observou mudanças no valor da declinação magnética de Londres, após comparar suas medidas com medidas efetuadas em 1580 e 1622 por outros observadores (Jacobs, 1963, *apud* J.G. Luiz, 1995).); este tipo de variação recebe o nome de variação secular. Além disso, o campo sofre inversões de polaridade, isto é, mudanças de 180° no sentido do momento de dipolo, conforme descrito por Matuyama (1973, *apud* J.G. Luiz, 1995).

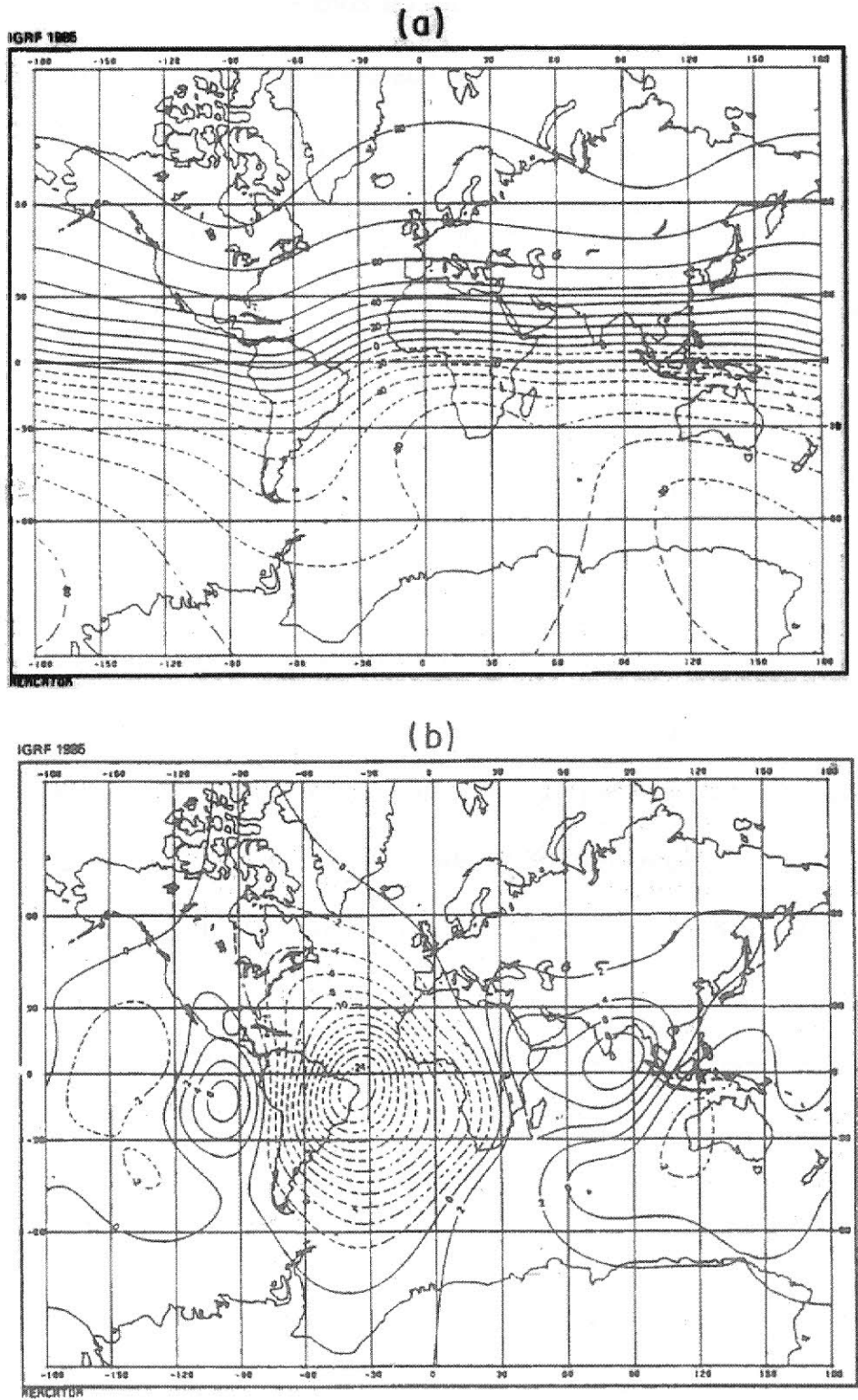


Figura 19: IGRF-1985 para: (a) inclinação do campo magnético (em graus); (b) variação anual da inclinação (em minutos por ano). A inclinação 0° assinala o equador magnético. Adaptado de Barraclough (1987) - (J.G. Luiz, 1995).

5.3.1. Natureza do Campo Geomagnético

No âmbito da exploração geofísica, o campo geomagnético da Terra é composto de três partes (Telford, 1990):

1. O campo principal que varia lentamente e é de origem interna;
2. Um pequeno campo (comparado ao campo principal), que varia rapidamente e tem origem fora da Terra;
3. Variações espaciais do campo principal, as quais são menores que o campo principal, são aproximadamente constante no espaço e no tempo, e são causadas por anomalias magnéticas locais na superfície próxima à crosta terrestre. Estas são alvos na prospecção magnética.

5.3.2. Nomenclatura do Campo Magnético

Ao contrário da aceleração gravitacional, que tem apenas uma dimensão e está sempre orientada para baixo, o campo magnético não age em uma direção definida. Por isso, foi desenvolvida uma terminologia para descrever o campo magnético em qualquer ponto da superfície da Terra, sendo assim, o campo magnético (F) é descrito pelos seguintes elementos (L.V. Barros, 2004):

- *Declinação*: ângulo entre o norte verdadeiro e a componente horizontal de F . Aponta sempre para o norte magnético. Este valor é positivo a partir do leste e varia de 0 a 360 graus.

- *Inclinação*: ângulo entre a superfície da Terra e o campo magnético total F . Inclinações positivas indicam que F está apontada para baixo, enquanto inclinações negativas indicam que F está apontado para cima. A inclinação varia de -90 a 90 graus.
- *Componente horizontal (F_H)*: projeção de F na direção do norte magnético.
- *Componente vertical (F_Z)*: projeção de F na direção vertical.
- *Equador magnético*: localização na superfície da Terra onde o campo magnético tem uma inclinação zero. Neste caso o vetor campo magnético F é horizontal. Esta localização não corresponde ao equador rotacional da Terra.
- *Pólos magnéticos*: locais na superfície da Terra onde o campo magnético tem uma inclinação em torno de 90 graus, isto é, o vetor campo magnético F é vertical. Essas localizações não correspondem aos pólos norte e sul da Terra.

5.3.3. Variações Temporais do Campo Magnético da Terra

Como sabemos, o campo magnético varia com o tempo. Essas variações temporais podem ser classificadas em três tipos, dependendo de sua taxa de ocorrência e da fonte que as geram (L.V. Barros, 2004):

- *Variações seculares*: variação de longo prazo no campo magnético principal, que acontecem ao longo de vários anos, causadas pelo movimento de fluídos no núcleo externo da Terra. Estas variações acontecem lentamente em relação ao tempo de execução de um levantamento magnético típico e, portanto, não afetam os esforços de redução dos dados;
- *Variações diurnas*: são variações lentas do campo magnético que acontecem durante o dia e estão relacionadas com as variações no campo magnético externo da Terra. Podem estar na ordem de 20 a 30 nT por dia e devem ser consideradas em levantamentos magnéticos;
- *Tempestades magnéticas*: ocasionalmente, as atividades magnéticas na ionosfera aumentam abruptamente. A ocorrência de tais tempestades relaciona-se com o aumento de atividades das manchas solares. O campo magnético observando durante essas ocasiões é altamente irregular e imprevisível, com amplitudes de até 1000 nT. Levantamentos magnéticos devem ser interrompidos durante tempestades magnéticas.

5.4. Instrumentos de Medidas de Campo Magnético

As primeiras medidas realizadas para a localização de concentrações de minerais magnéticos foram feitas com bússola náutica e bússola geológica. Essas medidas consistiam na observação de perturbações dos valores normais de declinação e inclinação do campo magnético. Posteriormente, foram desenvolvidos instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo magnético. Por medirem somente as variações do campo magnético, esses instrumentos receberam a denominação de variômetros magnéticos.

Após a Segunda Guerra Mundial surgiram os magnetômetros, que permitem o registro do valor da intensidade do campo magnético (campo total) ou de suas componentes (J.G. Luiz, 1995).

A sensibilidade típica que requiere um instrumento magnético de terra esta entre 1 e 10 nT de um campo total raramente maior que 50 000 nT. Recentes aplicações de aéreas, no entanto, tem permitido o desenvolvimento de magnetômetros com sensibilidade de 0,001 nT (Telford, 1990).

5.4.1. Magnetômetro Fluxgate

O projeto original do Magnetômetro de Fluxgate foi desenvolvido durante a Segunda Guerra Mundial, para detectar submarinos por um avião voando baixo. Hoje é usado para realizar pesquisas magnéticas em aviões e para fazer medidas em poço (L.V. Barros, 2004).

O magnetômetro fluxgate é baseado no circuito de saturação magnético, e consiste basicamente de duas barras paralelas de um material ferromagnético colocadas bem próximas. A susceptibilidade das barras é grande o bastante para que até mesmo o campo magnético da Terra, que é relativamente fraco, possa produzir saturação magnética nas barras. Cada barra é envolvida por uma bobina primária, em direções opostas (figura 20).

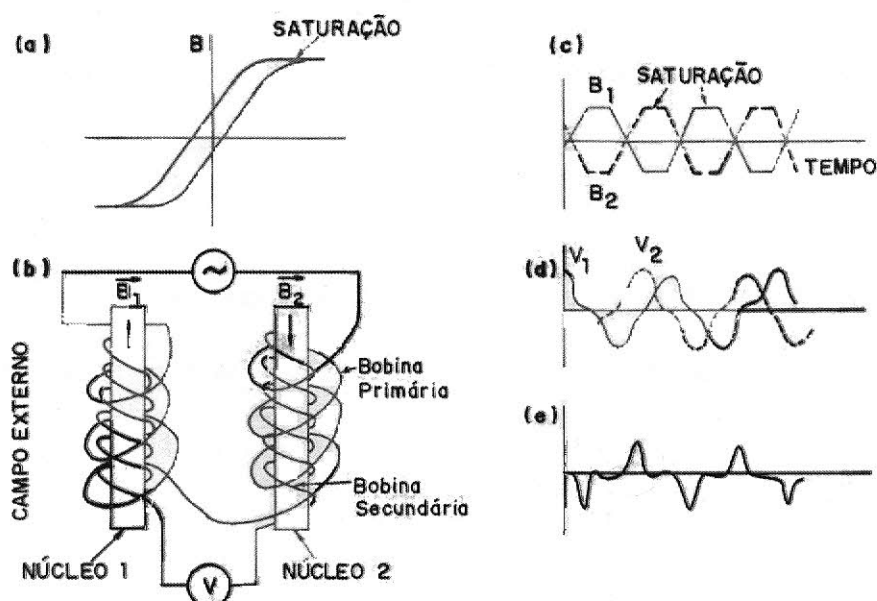


Figura 20: Princípio de funcionamento do Fluxgate: (a) curva de histerese dos núcleos; (b) enrolamentos dos núcleos; (c) fluxo magnético nos núcleos na ausência de um campo externo; (d) tensões induzidas (V_1 e V_2) nas bobinas secundárias na presença de um campo externo (campo terrestre); (e) tensão resultante $V_1 + V_2$, medida no voltímetro (J.G. Luiz, 1995).

Uma corrente alternada circula pelo enrolamento primário, gerando um grande campo magnético, e induzindo um campo magnético de mesma intensidade, mas direção oposta, nas duas barras.

Uma bobina secundária envolve as duas barras ferromagnéticas e o enrolamento primário. O campo magnético induzido nas barras pelo enrolamento primário produz uma tensão no enrolamento secundário. Na ausência de um campo externo, ou seja, se a Terra não tivesse campo

magnético nenhum, a voltagem detectada no enrolamento secundário seria zero, porque os campos magnéticos gerados nas duas barras têm a mesma intensidade, mas direções opostas, se cancelando.

Se os núcleos forem alinhados em paralelo com a componente do campo magnético externo, uma barra produzirá um campo magnético orientado na mesma direção do campo externo. A outra estará em oposição ao campo, produzindo um campo induzido que será menor. Esta diferença é suficiente para induzir uma voltagem mensurável no enrolamento secundário, proporcional à intensidade do campo magnético em direção às barras.

Desta forma, o magnetômetro de fluxgate é capaz de medir a intensidade de qualquer componente do campo magnético da Terra, simplesmente orientando o instrumento de forma que os núcleos estejam paralelos a componente desejada, com precisão de 0,5 a 1,0 nT (Telford, 1990; L.V. Barros, 2004).

Existem várias fontes fundamentais de erro no magnetômetro de fluxgate, as quais incluem fontes inerentes do não balanceamento nas duas barras, térmica, de choque nas barras, gerando ruído, imperfeição nos circuitos, e sensibilidade térmica ($1 \text{ nT/}^{\circ}\text{C}$ ou menos). No entanto, estas desvantagens são mínimas comparadas às vantagens óbvias: leitura direta, nenhuma orientação azimutal, requerimentos de nivelamento grosseiros, baixo peso (de 2 a 3 kg), tamanho pequeno, e sensibilidade razoável (Telford, 1990).

5.4.2. Magnetômetro de Precessão Nuclear

Este instrumento originou-se do descobrimento, em 1945, da ressonância magnética nuclear. Alguns núcleos têm um momento magnético resultante que acoplado com seu spin causa uma precessão próxima do campo magnético axial.

O magnetômetro de precessão nuclear depende da medida de da frequência de precessão livre dos prótons (núcleo de hidrogênio) polarizados na direção aproximadamente normal à direção do campo da Terra. Quando o campo polarizado é removido de repente, os prótons precessam sobre o campo da Terra como um pião; o campo da Terra gera a força de precessão correspondente a gravidade no caso do pião (figura 21).

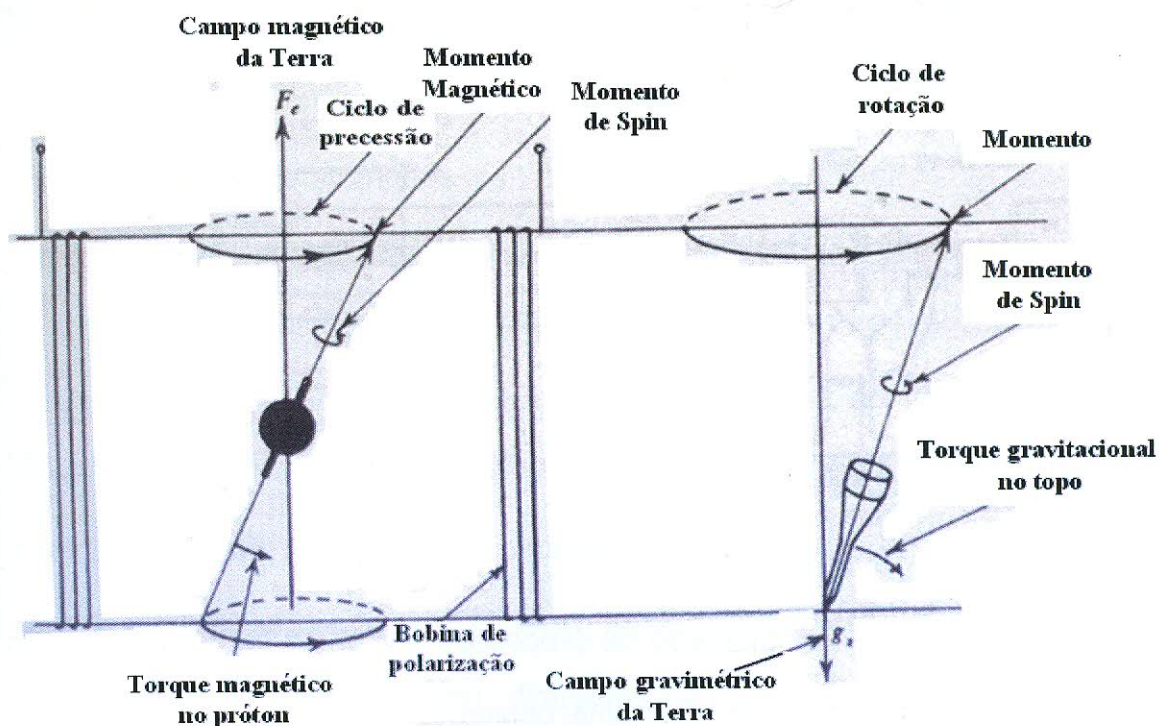


Figura 21: Analogia entre a precessão nuclear e pião (Telford, 1990).

A precessão desses prótons a uma velocidade angular ω , conhecida como *Frequência de Precessão de Larmor*, é proporcional ao campo magnético F , segundo a equação:

$$\omega = \gamma_p F \quad (\text{XXI})$$

Onde a constante γ_p é a *taxa giromagnética do próton*, taxa do seu momento magnético pelo momento angular do spin. O valor de γ_p é conhecido com uma precisão de 1 em 10^7 , devido às altas frequências relativas envolvidas. Como a medida de uma frequência precisa é relativamente fácil, o campo magnético pode ser determinado com a mesma precisão. O próton move-se induzindo, em um fio ao redor da amostra, uma voltagem que varia com a frequência de precessão ν . Assim, pode-se determinar o campo magnético através da equação:

$$F = \frac{2\pi\nu}{\gamma_p} \quad (\text{XXII})$$

Onde o fator $\frac{2\pi}{\gamma_p} = 23,487 \pm 0,002 \text{ nT} / \text{Hz}$. Apenas o campo total pode ser medido (Telford, 1990).

O sensor do magnetômetro de precessão nuclear é constituído de um recipiente cilíndrico, envolvido por uma bobina, cheio de um líquido rico em átomos de hidrogênio. Dentre os líquidos comumente usados estão água, querosene e álcool. A bobina do sensor é conectada a uma pequena unidade

na qual estão alojados uma bateria, um interruptor eletrônico, um amplificador e um freqüencímetro.

Quando o interruptor está fechado, uma corrente contínua, fornecida pela bateria, passa pelo enrolamento, produzindo no cilindro com fluído um campo magnético relativamente forte. Os núcleos de hidrogênio (prótons) se comportam como minúsculos imãs dipolares girando, alinhados na direção do campo aplicado (ao longo do eixo do cilindro). A corrente no enrolamento é então cortada, com a abertura do interruptor. Como o campo magnético da Terra gera um torque nos núcleos alinhados, estes, ao girarem, começam a efetuar um movimento de precessão ao redor da direção do campo total da Terra, que induz uma pequena corrente alternada no enrolamento. A freqüência da corrente alternada gerada é igual à freqüência de precessão dos núcleos, pois a freqüência de precessão é proporcional à intensidade do campo total.

A intensidade do campo total pode ser medida com uma precisão de 0,1 nT. Como os magnetômetros de fluxgate, os magnetômetros de precessão nuclear não apresentam uma grande flutuação instrumental com o tempo.

Uma das vantagens importantes do magnetômetro de precessão nuclear é sua facilidade de uso e confiabilidade. Nem orientação nem nivelamento são necessários, com exceção para ângulos maiores que 40° em relação ao campo magnético da Terra, onde há necessidade de ser fixada a orientação do sensor. Porém, se o campo magnético mudar rapidamente de um lugar para outro (da ordem de 600 nT/m), diferentes partes do sensor cilíndrico serão influenciadas por campos magnéticos de várias magnitudes e as leituras serão seriamente comprometidas. Finalmente, como o sinal gerado por meio da

precessão é pequeno, este instrumento não pode ser usado próximo a fontes de corrente alternada (L.V. Barros, 2004).

5.4.3. Magnetômetro de Bombeamento Ótico

Na presença de um campo magnético externo, o campo da Terra, por exemplo, os elétrons de valência de um elemento têm o seu nível estável de energia separado em dois subníveis: um deles corresponde ao estado em que o momento magnético devido ao spin do elétron é paralelo ao campo magnético, e o outro em que ele é antiparalelo ao campo magnético. A excitação desses elétrons por uma radiação produz dois novos subníveis de energia, que correspondem aos estados paralelos e antiparalelos descritos. A diferença de energia entre os subníveis estáveis ou entre os subníveis excitados é proporcional à intensidade do campo magnético.

No magnetômetro de bombeamento ótico, os elétrons do nível de energia mais externo são excitados por meio de uma fonte luminosa especial, de modo a deslocar (bombear) os elétrons de um dos subníveis estáveis para o correspondente subnível excitado (paralelo ou antiparalelo). A fim de que somente um dos subníveis tenha os seus elétrons bombeados, a luz deve ser polarizada.

Para entendimento do processo, suponha que a luz polarizada permite excitar os elétrons do subnível que corresponde ao estado paralelo. À medida que os elétrons do subnível estável vão sendo removidos para o subnível excitado, o elemento irradiado vai se tornando cada vez mais transparente à

luz de irradiação. No momento em que todos os elétrons forem removidos, o elemento torna-se totalmente transparente, o que pode ser verificado monitorando-se a corrente elétrica em um detector fotossensível, que aumentará até atingir um máximo, quando todos os elétrons do subnível estável tiverem sido removidos. O elemento passa, então, a ser irradiado com ondas eletromagnéticas na faixa de rádio-freqüência, a fim de que os elétrons do subnível estável antiparalelo sejam removidos para o subnível estável paralelo, agora vazio (figura 22).

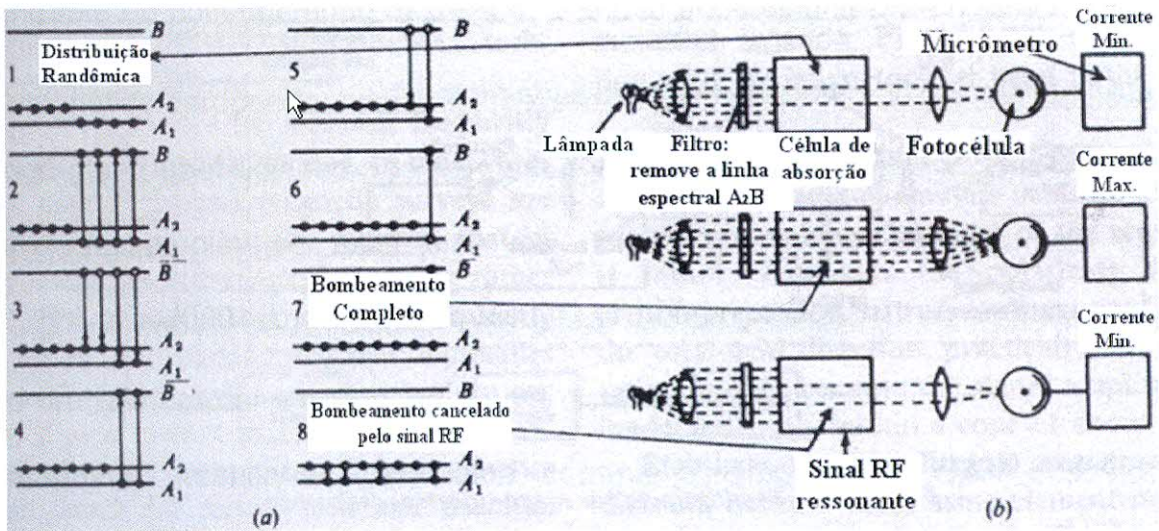


Figura 22: Bombeamento óptico. (a) Níveis de energia de transição. (b) Efeito do bombeamento na transmissão de luz (Telford, 1990).

A freqüência da onda que consegue mover os elétrons entre os subníveis é igual à razão E/h , sendo E a diferença de energia entre os subníveis e h a constante de Planck.

Os elementos cério, rubídio, sódio e hélio são comumente usados nos magnetômetros, pois a diferença de energia entre os subníveis, nesses elementos, apresenta valores que podem fornecer medidas precisas do campo magnético da Terra.

O elemento césio e um sistema de irradiação com feixe de luz à 45° do campo magnético são muito empregados nos magnetômetros de bombeamento ótico, devido à facilidade operacional. Neles, após a irradiação, os elétrons excitados retornam à estabilidade girando em torno do campo magnético da Terra F , segundo a equação:

$$F = \frac{2\pi\nu}{\gamma_e} \quad (\text{XXIII})$$

Onde n é a frequência de giro e γ_e é a razão giromagnética do elétron, cujo os valores são determinados para cada átomo.

Para medidas relativas do campo magnético, a sensibilidade deste tipo de magnetômetro chega a 0,01 nT, em uma faixa de valores que vai normalmente de 10 000 a 200 000 T (J.G. Luiz, 1995; Telford, 1990).

5.4.4. Gradiômetro

Os gradiômetros são magnetômetros que possuem dois sensores idênticos, espaçados de uma distância fixa e pequena em relação às fontes de anomalia sob investigação. A diferença na intensidade do campo, medida nos dois sensores, é dividida pela distância entre eles, para fornecer o gradiente (em nT/m) do ponto médio entre os sensores.

Nos levantamentos terrestres, a distância entre os sensores é comumente de 1 a 2 m, enquanto nos levantamentos aéreos é de 30 m. Na maioria dos levantamentos, o gradiente medido é o vertical. As medidas de

gradiente são isentas dos efeitos da variação diurna do campo e dos efeitos de fonte distantes.

O gradiômetro é essencialmente formado por uma par de magnetômetros de elevada sensibilidade, por exemplo, de precessão nuclear e de bombeamento ótico (J.G. Luiz, 1995; Telford, 1990).

5.4.5. Calibração de Magnetômetros

Os magnetômetros devem ser calibrados colocando-os em um campo magnético apropriado: orientado, e de valor conhecido. A maioria dos métodos de calibração implica em um *fio de Helmholtz* grande o suficiente para dar uma volta no instrumento.

A *bobina de Helmholtz* trata-se de um par idêntico de fios com N voltas e um raio coaxial a espaçado a uma distância entre si igual ao raio. O campo magnético resultante, para uma corrente I circulando através dos fios conectados em série, é direcionado ao longo do eixo e é uniforme, aproximadamente 6%, sobre um cilindro de diâmetro a e comprimento $3a/4$, concêntrico aos fios. Este campo é dado por (Telford, 1990):

$$H \approx \frac{9NI}{a} \quad (\text{XXIV})$$

Onde temos I em microampére, H em nanotesla e a em metros. Como H varia diretamente com a corrente, a equação acima pode ser escrita da seguinte forma:

$$\Delta H = \frac{9N\Delta I}{a} \quad (\text{XXV})$$

5.5. Procedimentos de Campo

Devido ao fato de o levantamento magnético ser, geralmente, bem mais barato que os outros levantamentos geofísicos, as observações magnéticas são comumente usadas em etapas de reconhecimento. Esses levantamentos podem cobrir grandes áreas e serem utilizados para identificar a localização de anomalias para futuras investigações mais detalhadas (L.V. Barros, 2004).

Os dados magnéticos podem ser coletados das seguintes formas: levantamentos terrestres, marinhos e aéreos, os quais são descritos detalhadamente abaixo.

5.5.1. Levantamentos Terrestres

Nos levantamentos terrestres mede-se principalmente valores absolutos do campo magnético (campo total) ou da sua componente vertical. A componente horizontal quase nunca é medida. Raras também são as medidas de gradiente do campo. Nos trabalhos de detalhe, a amostragem do campo magnético é feita ao longo de picadas transversais à estrutura. O espaçamento de amostragem varia normalmente entre 10 e 100 m.

O instrumento utilizado nas medidas do campo total é normalmente o magnetômetro de precessão nuclear, enquanto as medidas na vertical são realizadas com magnetômetro fluxgate.

Durante o levantamento é comum o uso de dois magnetômetros, um fixo na estação base, e o outro no levantamento propriamente dito. O magnetômetro que permanece na estação base registra as variações diurnas do campo usadas para corrigir os valores medidos com o outro magnetômetro, além disso, os dois magnetômetros registram a hora em que cada medida é feita.

Caso somente um magnetômetro esteja disponível, é necessário interromper-se o levantamento periodicamente (a intervalos de 2 a 3 horas) e voltar a medir o campo na estação base onde se iniciou a medida, a fim de se ter um controle da variação diurna do campo magnético.

Com os magnetômetros que fornecem as medidas na forma digital, é necessário efetuarem-se de 3 a 5 medidas em cada ponto, obtendo-se um valor médio com uma confiabilidade maior. Valores muito discrepantes (com erro maior que 3 nT) podem ser causados por: mau funcionamento do equipamento, gradientes magnéticos muito fortes, tempestades magnéticas e meteorológicas (J.G. Luiz, 1995).

5.5.2. Levantamentos Marinhos

Nas áreas cobertas por água as medidas magnéticas podem ser realizadas tanto com auxílio de embarcações, como de aviões. O uso de embarcações, no entanto, é muito restrito, pois torna o levantamento mais lento e mais caro. Por esse motivo, a maioria dos levantamentos magnéticos realizados com embarcações visa estudos oceanográficos de larga escala ou a localização de objetos metálicos. Na prospecção de petróleo, o levantamento magnético com embarcações é vantajoso apenas quando realizado simultaneamente com levantamento gravimétrico ou sísmico.

Quando se usam embarcações, o sensor deve ser colocado a uma distância tal que não seja afetado pelo material magnético de bordo. Para isso, o sensor é normalmente instalado em um cilindro à prova d'água, denominado de peixe, que é puxado pela embarcação. A distância do peixe à embarcação varia, normalmente, de 150 a 300 m.

O peixe é geralmente puxado a uma profundidade de 15 a 20 m abaixo da superfície das águas, com uma velocidade que não ultrapassa 7,72 m/s, velocidades acima desse valor pode causar ruído, e por isso devem ser evitadas.

O magnetômetro mais empregado nesse tipo de levantamento é o de precessão nuclear. O registro das medidas é feito de modo contínuo na embarcação, que recebe sinal via conexão elétrica com o sensor (J.G. Luiz, 1995).

5.5.3. Levantamentos Aéreos

Os levantamentos aéreos são realizados com aviões ou helicópteros. O uso de helicópteros permite que os levantamentos sejam feitos a altitudes menores e seja mantida a uma altitude constante em relação ao terreno. Essas condições de vôo são importantes, principalmente, quando o alvo é relativamente pequeno, e também por facilitar os levantamentos com linhas de vôo pouco extensas e pouco espaçadas.

Quando o objetivo é a localização de feições geológicas de grandes dimensões, como requerido no mapeamento regional e na prospecção de petróleo, não são, em geral, necessárias pequenas alturas de vôo, nem manter altura rigorosamente constante acima do nível do terreno. Nesse caso os levantamentos são normalmente realizados com aviões.

A altura de vôo empregada nos levantamentos é, em média, de 150 m, podendo variar de 50 a 450 m, de acordo com as dimensões do alvo. As alturas de vôo maiores possibilitam que o efeito magnético das pequenas fontes de anomalia indesejáveis, quando se procura fontes extensas, não seja incorporado às medidas. Com o aumento da altura podemos observar os seguintes efeitos: diminuição da magnitude da anomalia, alargamento da anomalia, diminuição da anomalia (figura 23).

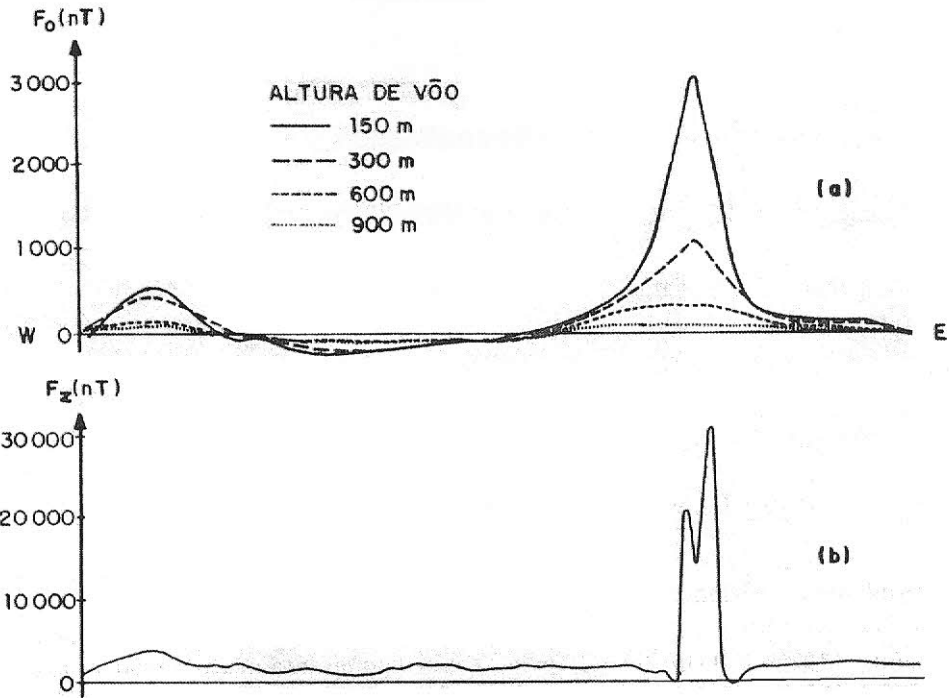


Figura 23: Efeito da altura do vôo nas anomalias magnéticas: (a) levantamento aéreo a diversas alturas; (b) levantamento terrestre (J.G. Luiz, 1995).

O espaçamento entre as linhas de vôo varia, normalmente, entre 200 e 2 000 m, sendo que os menores são geralmente usados por helicópteros. O espaçamento também deve ser escolhido em função das dimensões do alvo, de acordo com Reid (1980, *apud* J.G. Luiz, 1995), o espaçamento entre as linhas de vôo não deve ser superior a duas vezes a distância entre o sensor e a fonte magnética.

Segundo Agocs (1995, *apud* J.G. Luiz, 1995), a probabilidade P de uma linha de vôo passar sobre anomalias alongadas de comprimento L , em um levantamento com espaçamento S entre as linhas é, para $S > L$:

$$P = \frac{2L}{\pi S} \quad (\text{XXVI})$$

No caso de anomalias retangulares de comprimento L e largura W , cuja diagonal é menor do que o espaçamento S entre as linhas de vôo, essa probabilidade é , para $S > (L^2 + W^2)^{1/2}$:

$$P = \frac{2(L+W)}{\pi S} \quad (\text{XXVII})$$

A configuração de vôo amplamente usada consiste de linhas paralelas, com as linhas adjacentes percorridas sempre em sentido oposto e linha de controle, transversais às anteriores, percorridas periodicamente (figura 24).

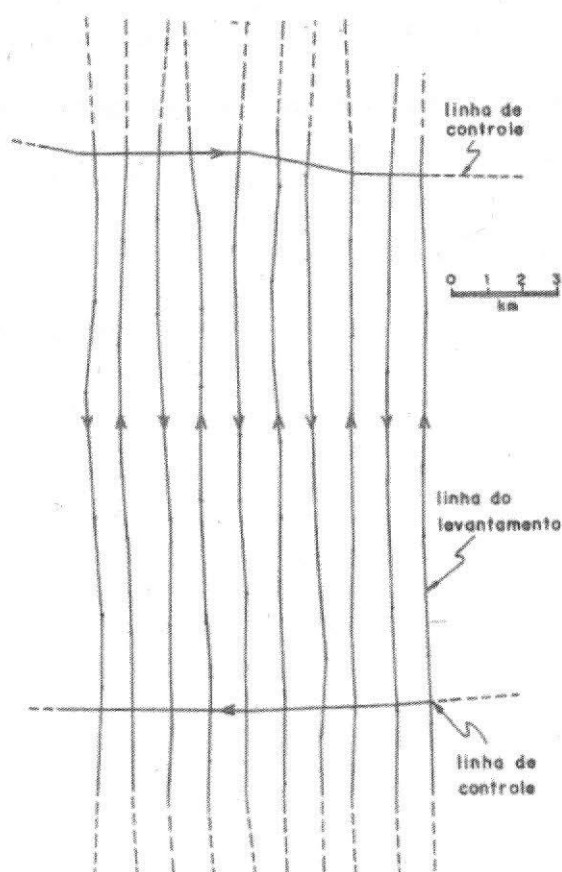


Figura 24: Configuração de vôo usada em levantamentos aeromagnéticos (J.G. Luiz, 1995).

A diferença entre as medidas magnéticas, obtida nos pontos de intercessão entre uma linha de controle e uma linha do levantamento, é uma medida da variação diurna do campo e do grau de incerteza do ponto exato da intercessão, tanto no plano horizontal (localização das linhas), como no vertical (variação da altura do vôo).

A direção das linhas de vôo deve ser estabelecida com base, tanto na latitude magnética da área do levantamento, como na direção perpendicular à direção de mergulho das camadas da área geológica regional. Nas latitudes médias e altas, onde o campo magnético tem inclinação superior à 40° , a direção das linhas de vôo deve ser perpendicular à direção regional. Nas latitudes baixas, principalmente aquelas em que a inclinação do campo é zero ou muito próxima de zero, se as linhas de vôo são perpendiculares à direção regional, é possível que não se consiga identificar as anomalias de corpos magnetizados (figura 25).

Os magnetômetros de precessão nuclear e de bombeamento óptico são os mais utilizados nos levantamentos aéreos. O primeiro para medidas de campo total e o segundo para medidas do gradiente do campo total, devido a sua maior sensibilidade. Estes dois tipos de magnetômetros não necessitam que os seus sensores sejam alinhados com a direção do campo magnético durante as medidas (J.G. Luiz, 1995).

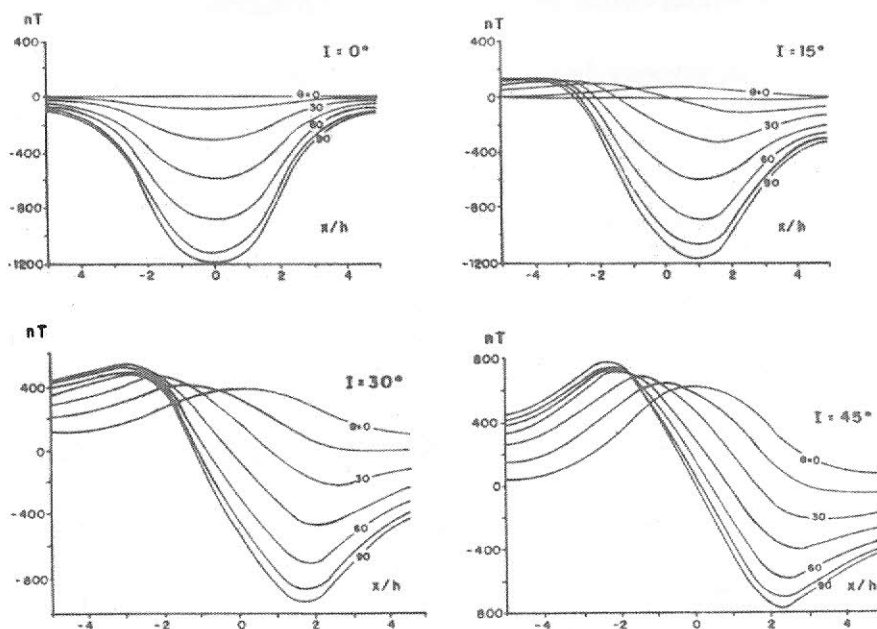


Figura 25: Perfis magnéticos calculados para o modelo tabular vertical (comprimento e extensão em profundidade infinitos) de largura igual a 4 vezes a profundidade h do seu topo. Os perfis são perpendiculares à direção do corpo e foram calculados para inclinações do campo magnético $I=0, 15, 30$ e 45° , e ângulos entre o norte magnético e a direção do prisma $\theta = 0$ a 90° (a intervalos de 15°). Adaptado de Leão & Silva (1977) - (J.G. Luiz, 1995).

5.6. Tratamento dos Dados

Os dados magnéticos, logo depois de coletados, quase sempre passam por um processo de tratamento que inclui (J.G. Luiz, 1995):

- a) correções para eliminar as variações devidas a causas não geológicas, como a variação diurna e o desnível dos pontos de amostragem;
- b) filtragem para eliminar os efeitos geológicos indesejáveis, como os produzidos por heterogeneidades próximas da superfície ou a

interferência entre fontes rasas e profundas, permitindo um melhor reconhecimento das anomalias.

5.6.1. Limpeza e interferência Magnética

Quando fazemos medidas de campo total, a partir das quais são feitas estimativas da distribuição de susceptibilidade magnética dos materiais em sub superfície, ou inferência sobre a presença de corpos magnetizados na sub superfície, é essencial que fatores que afetam o campo sejam eliminados ou isolados, de forma que seus efeitos nas medidas possam ser removidos. Alguns desses efeitos, como variações espaciais do campo principal da Terra e, principalmente, variações temporais associadas ao campo magnético externo, já foram discutidos na seção 3. Mas além desses fatores que não podemos controlar, há outras fontes de ruído controláveis.

Devido ao fato de qualquer substância ferromagnética poder produzir um campo magnético induzido na presença do campo principal da Terra, e como os magnetômetros modernos são muito sensíveis (0,1 nT), a pessoa que estiver efetuando o levantamento deve livrar-se de quaisquer objetos metálico (brincos, fivelas de cinto, óculos, etc). Como resultado, geralmente os magnetômetros de precessão nuclear são colocados sobre um mastro de dois a três metros para afastar de possíveis fontes de ruídos usadas pelos operadores.

Além de fontes de ruído levadas pelos operadores, podem ser encontradas muitas outras no ambiente. Estas podem incluir objeto férrio como casas, cercas, carros, etc. Finalmente, quando se utiliza um

magnetômetro de precessão nuclear, é difícil obter leituras fidedignas próximas a fontes de corrente AC, como fios e transformadores de iluminação urbana (L.V. Barros, 2004).

5.6.2. Correção da Variação Diurna

Nos levantamentos terrestres podem ser empregados dois procedimentos na correção da variação diurna (J.G. Luiz, 1995):

- a) quando há disponibilidade de dois magnetômetros, um deles registra o campo magnético continuamente ou a intervalos de 5 a 15 minutos, em uma estação fixa (estação base), enquanto o outro é utilizado para medir o campo nas diversas estações, a hora em que os dois magnetômetros efetuam as medidas deve ser anotada. A correção do valor medido em uma determinada estação é feita somando-se ou subtraindo-se ao mesmo a variação do campo observada no magnetômetro de base, no momento da medida; o valor é somado se o campo magnético na estação fixa diminuiu em relação ao primeiro valor medido naquele dia e diminuído no caso inverso.
- b) quando há disponibilidade de um único magnetômetro, uma estação do levantamento é reocupada periodicamente, e a variação nas medidas obtidas nessa estação é distribuída linearmente com o tempo.

Nos levantamentos aéreos, um magnetômetro é deixado comumente fixo, em terra, registrando continuamente, ou a intervalos regulares. Como, em geral, as áreas aerolevantadas são muito extensas, é possível que uma única

estação base não forneça medidas satisfatórias para a correção diurna, como mostram Whitham & Niblett (1961) para latitudes entre 48°N e 75°N, num raio aproximado de 160 km. Como o uso de várias estações base é anti-econômico e de difícil implementação logística, a correção diurna nos aerolevantamentos é basicamente realizada a partir da distribuição da discrepância entre as medidas obtidas nos pontos da intercessão das linhas de vôo com as linhas de controle, após serem eliminados os efeitos produzidos por erros nos posicionamentos horizontais e verticais das linhas.

O procedimento geral para correção da variação diurna em aerolevantamentos consiste em estimar a variação diurna em cada linha de vôo, presumindo que essa variação seja suave e possa ser representada por um polinômio, cujos coeficientes podem ser obtidos através da minimização das discrepâncias medidas nos pontos de intercessão das linhas de vôo com as linhas de controle (Foster et al. 1970; Yager et al. 1978 *apud* J.G. Luiz, 1995). Desse modo as medidas obtidas na estação base localizada em terra são usadas quase exclusivamente para verificar se a variação diurna do campo é realmente suave e para detectar tempestades magnéticas (J.G. Luiz, 1995).

5.6.3. Correção Topográfica

O efeito da topografia se faz sentir nas medidas magnéticas terrestres, principalmente devido ao elevado contraste magnético entre o terreno e o ar. Por exemplo, nas encostas de vales, onde o sensor fica mais próximo do terreno, além de ser envolvido por um volume maior de material magnetizado.

O efeito produzido pela proximidade do terreno é, porém, de menor intensidade do que o provocado pela magnetização do terreno. Gupta & Fitzpatrick (1975, *apud* J.G. Luiz, 1995) apresentam evidências de efeitos magnéticos produzidos por topografia que chegam a alcançar valores superiores a 200 nT (figura 26).

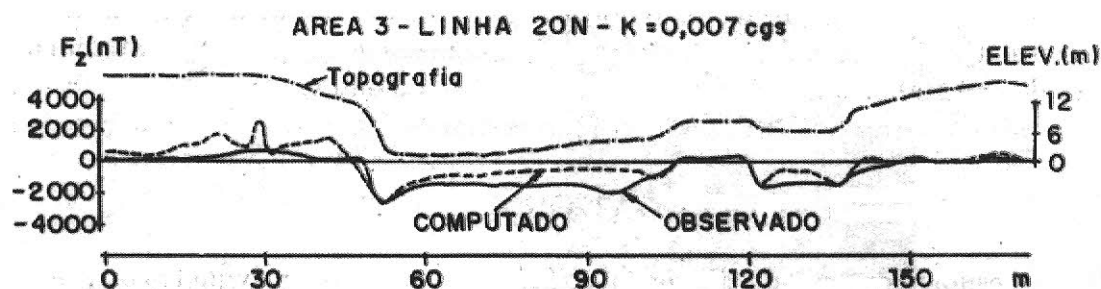


Figura 26: Efeito magnético da topografia de um terreno com susceptibilidade magnética próxima de 0,007 unidades cgs. Adaptado de Gupta & Fitzpatrick (1971) - (J.G. Luiz, 1995).

Nos levantamentos aéreos realizados a uma altura de vôo constante em relação ao nível do mar, um terreno magnetizado e com desníveis topográficos pode esconder as anomalias produzidas por corpos magnetizados finitos, ainda que a magnetização desses corpos seja 10 vezes superior à do terreno (Bhattacharyya & Chan 1977b *apud* J.G. Luiz, 1995). Nesse caso, as elevações produzirão valores mais intensos de campo magnético do que os vales, pois estarão mais próximos do sensor do instrumento de medidas. Para minimizar esse efeito Bhattacharyya & Chan (1977b *apud* J.G. Luiz, 1995) apresentam uma técnica que consiste em reduzir os dados para uma superfície paralela à superfície topográfica. Os resultados da aplicação desta técnica são discutidos por Wynn & Bhattacharyya (1977 *apud* J.G. Luiz, 1995) e Grauch & Campbell (1984 *apud* J.G. Luiz, 1995), onde estes últimos mostram que a técnica aumenta a amplitude das anomalias, mas faz com que a profundidade do topo

dos corpos seja estimada a menor, com erros superiores a 50%. Outras técnicas para corrigir o efeito topográfico nas medidas magnéticas são descritas por Plouff e Grauch (1976 e 1987 *apud* J.G. Luiz, 1995), para terreno com magnetização constante e variável, respectivamente.

O efeito topográfico depende basicamente da intensidade de magnetização do terreno. Em área onde ocorrem rochas fracamente magnetizadas, como as sedimentares, o efeito topográfico é fraco e a correção pode ser dispensada. Em áreas de rochas intrusivas e vulcânicas, entretanto, a topografia pode causar sérias interferências, prejudicando a interpretação dos dados.

Na prática, embora o efeito topográfico dos terrenos magnetizados seja reconhecido, a correção é quase sempre não aplicada, devido a sua difícil implementação, por falta de conhecimento preciso da topografia e da distribuição espacial da magnetização. Por isso, é aconselhado ao intérprete conhecer a topografia da área, a fim de que ele possa separar, qualitativamente, o seu efeito daqueles produzidos por feições geológicas estruturais ou litológicas (J.G. Luiz, 1995).

5.6.4. Remoção do IGRF

As anomalias magnéticas são perturbações ou desvios do campo geomagnético terrestre (campo magnético normal). Desse modo, para definir uma anomalia é necessário subtrair-se o valor do campo normal de cada medida tomada no levantamento. O campo normal é representado pelo IGRF e seus valores podem ser encontrados em tabelas e mapas, ou gerados em computador por algoritmos como Malin & Barraclough (1981 *apud* J.G. Luiz, 1995).

Nos levantamentos realizados em áreas pouco extensas como as da prospecção de minérios, um único valor de IGRF tomado para o centro da área é subtraído de todas as medidas efetuadas na área. Em áreas extensas, é necessário usar diversos valores de IGRF: a área é dividida em sub-áreas e cada uma terá um valor IGRF para o seu centro ou um valor de IGRF é tomado para cada posição de medida, dependendo da precisão do levantamento (J.G. Luiz, 1995).

5.6.5. Redução ao Pólo

O caráter dipolar do campo magnético terrestre faz com que a direção da intensidade do campo varie ao longo da superfície terrestre. Por isso, a componente da magnetização induzida de uma fonte produzirá diferentes padrões anômalos, quando localizada em diferentes latitudes. Para efeito de comparação, deve-se mencionar que a anomalia gravimétrica de uma fonte

tem a mesma forma em qualquer latitude, porque o campo gravitacional tem uma única direção, que é a vertical.

A variação na forma das anomalias magnéticas torna complexa a análise dos dados. Esse problema pode, entretanto, ser contornado transformando-se os dados originalmente coletados em qualquer latitude, para onde a inclinação do campo é 90° (pólo magnético). Após a transformação, os dados podem ser analisados como se tivessem sido coletados no pólo, onde magnetização induzida pelo campo tem a direção vertical, à semelhança do campo gravitacional. O desenvolvimento desse procedimento, denominado de redução ao pólo, foi introduzido no tratamento dos dados magnéticos por Baranov (1957 *apud* J.G. Luiz, 1995).

Para que uma determinada anomalia seja reduzida ao pólo é necessário que se conheça a direção de magnetização da fonte de anomalia. Por esse motivo, na prática, a redução ao pólo somente fornece resultados satisfatórios quando a anomalia é produzida por magnetização induzida. A presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados, a menos que se conheça a sua direção.

A redução ao pólo auxilia na interpretação dos dados magnéticos, por permitir que se localize mais facilmente a posição das fontes de anomalias e evidenciar a existência de magnetização remanescente (J.G. Luiz, 1995).

5.7. Interpretação

A interpretação de dados magnéticos é, em vários aspectos, similar à interpretação de dados gravimétricos. Em magnetometria, no entanto, existe uma complexidade maior, devido ao caráter dipolar do campo magnético, em contraste com o campo monopolar gravimétrico. Por causa do seu caráter dipolar, o campo magnético apresenta diferentes direções ao longo da superfície terrestre e tem inclinação que varia de 0° no equador magnético até 90° nos pólos. Isso faz com que uma determinada fonte produza anomalias diferentes, quando localizada em diferentes latitudes. O mesmo não acontece em gravimetria: a anomalia gravitacional de uma determinada fonte é sempre a mesma, independente da latitude onde a fonte se encontra.

Outro fator que torna complexa a interpretação magnética é a presença de magnetização remanescente, especialmente se ela é de grande intensidade e não está alinhada com a magnetização induzida. A existência de remanência pode modificar a forma da anomalia, a ponto da resposta teórica calculada para o modelo da fonte, ser completamente diferente da anomalia observada. A interpretação poderá, contudo, ter êxito se a remanência ou a forma da fonte de anomalia for conhecida a priori.

As medidas magnéticas podem fornecer informações sobre alinhamentos estruturais, contatos geológicos, limites de bacias sedimentares e parâmetros de um corpo mineralizado (susceptibilidade, profundidade, dimensões, mergulho).

A ambigüidade está presente na interpretação dos dados magnéticos. Desse modo, diferentes distribuições de magnetização em

subsuperfície podem ser utilizadas para explicar uma mesma anomalia (J.G. Luiz, 1995).

5.7.1. Curvas Características

As curvas características são um conjunto de curvas construídas com valores de parâmetros retirados de perfis calculados ou medidos em laboratório, sob condições que simulam as fontes de anomalias encontradas na natureza.

As curvas características permitem que se estimem os parâmetros de um modelo (profundidade espessura, mergulho, etc). Os parâmetros assim determinados devem ser utilizados como uma primeira aproximação da interpretação, pois o seu resultado usa apenas a informação contida em poucos pontos do perfil anômalo, sendo, portanto, bastante influenciado pelas distorções causadas por ruído magnético. Esse tipo de interpretação é comumente utilizado no campo e auxilia nas decisões a serem tomadas sobre o desenvolvimento do trabalho de prospecção. Desse modo pode-se, ainda no campo, recomendar o detalhamento de certa zona, estender os perfis geofísicos, ou projetar a aplicação de um outro método (J.G. Luiz, 1995).

5.7.2. Camada Equivalente

A camada equivalente magnética consiste de uma distribuição de magnetização superficial, caracterizada por momentos magnéticos por unidade de área, capaz de produzir o mesmo efeito magnético que uma distribuição volumétrica de magnetização (momentos magnéticos por unidade de volume).

O potencial magnético, em termos de uma distribuição superficial de magnetização, localizada a uma profundidade h , é dado por (Gunn 1975 *apud* J.G. Luiz, 1995):

$$A(x, y, z) = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} I_s(\alpha, \beta, h) \hat{u} \cdot \nabla \left(\frac{1}{(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - h)^2} \right) d\alpha d\beta \quad (\text{XXVIII})$$

Sendo \hat{u} o vetor unitário que define a direção constante de magnetização e I_s a magnetização superficial à profundidade h .

O campo magnético para essa distribuição de magnetização é obtido calculando-se o gradiente de A através da equação:

$$\vec{H} = -\nabla A \quad (\text{XXIX})$$

Desse modo, o conhecimento do campo magnético em um nível z permite que se calcule I_s para uma profundidade h , valor esse que é único, de acordo com Roy (1962 *apud* J.G. Luiz, 1995). A partir da determinação de I_s , é possível calcular-se o potencial magnético e o campo em qualquer nível $z < h$,

operação essa conhecida como continuação do campo (Gunn 1975 *apud* J.G. Luiz, 1995).

A camada equivalente magnética pode ser usada não só na continuação do campo, como também na operação de redução ao pólo, no cálculo de derivadas do campo, na conversão de uma componente medida em outra e no desenho de filtros de separação dos efeitos de fontes rasas e profundas (Gunn 1975 *apud* J.G. Luiz, 1995). Também a interpolação do valor do campo medido em dois pontos pode ser obtida através da camada equivalente; essa interpolação produz resultados excelentes na construção do *grid*, usado na elaboração de mapas magnéticos (J.G. Luiz, 1995).

5.7.3. Estimativas de Profundidade

A determinação da profundidade do corpo responsável por uma anomalia é o objetivo da prospecção, pois ela permite o planejamento de sondagens, além de contribuir para a definição do valor econômico de um depósito mineral.

Em geral, os métodos de estimativa de profundidade dependem do modelo escolhido para representar o corpo e das incertezas decorrentes da

ambigüidade geofísica. A profundidade máxima do topo do corpo pode, entretanto, ser estimada sem que se presuma um modelo para o mesmo, por meio das chamadas fórmulas de Smith (Smith 1959).

Para um corpo com magnetização de direção constante e intensidade que pode ser variável, as fórmulas de Smith são:

$$h \leq 3,14(4l^2 + 3m^2 + 3n^2)^{1/2} I_{mx} / \Delta F'_{mx} \quad (\text{XXX})$$

e

$$h^2 \leq 4,87(3l^2 + 2m^2 + 2n^2)^{1/2} I_{mx} / \Delta F''_{mx} \quad (\text{XXXI})$$

Sendo h a profundidade do corpo; l , m , n os cossenos diretores que definem a direção de magnetização; I_{mx} a intensidade máxima de magnetização; $\Delta F'_{mx}$ o valor máximo do módulo da derivada horizontal do campo anômalo e $\Delta F''_{mx}$ o valor máximo do módulo da segunda derivada horizontal do campo anômalo.

As fórmulas de Smith descritas acima dependem do conhecimento da intensidade máxima de magnetização. Na prática, esse parâmetro quase nunca está à disposição do intérprete, que para resolver o problema usa possíveis aproximações do seu valor real. Neste caso, a estimativa de h é imprecisa e pouco confiável. Por outro lado, estudos teóricos têm demonstrado que o uso de um modelo inadequado não é crítico para a determinação da profundidade da fonte de anomalia, pois o parâmetro profundidade está entre os que são

estimados com maior precisão na interpretação com o método de inversão, mesmo com modelos incorretos (Silca e Hohmann 1981, 1983 *apud* J.G. Luiz, 1995).

5.7.4. Desmagnetização

Desmagnetização é um efeito que aparentemente reduz a intensidade de magnetização de um corpo, produzindo uma magnetização aparente:

$$\vec{M}_a = k_a \vec{H} \quad (\text{XXXII})$$

Com k_a , a susceptibilidade aparente. Relacionando-se à susceptibilidade verdadeira do corpo por (Grant & West, 1965):

$$k_a = \frac{k}{1 + Nk} \quad (\text{XXXIII})$$

Sendo N o fator de desmagnetização. O valor de N depende da forma do corpo e varia de zero, para corpos em forma de agulha que são magnetizados ao longo de seu eixo, a 4π , para placas de magnetização normal às suas faces. O efeito da desmagnetização pode, entretanto, ser ignorado quando os valores da susceptibilidade são menores que 0,01 emu; valores esses encontrados na maioria das rochas. Somente em corpos maciços de magnetita ou pirrotita, quando a susceptibilidade pode alcançar valores superiores a 0,1 emu, o efeito pode tornar-se significativo.

Devido ao efeito da desmagnetização ser pouco encontrada no ambiente geológico, a maioria das técnicas de interpretação descritas na literatura não o inclui. (J.G. Luiz, 1995).

6. ESTUDO DE CASO

6.1. Introdução

Neste trabalho serão apresentados os resultados da interpretação aeromagnética realizado na zona centro ocidental do estado de Apure, especificamente no quadrante compreendido entre as coordenadas 6º e 8º da latitude Norte e 67º e 70º da longitude Oeste.

Entre os principais objetivos deste trabalho destacam-se:

1. Aplicar aos dados magnéticos na área de Apure uma seqüência de pós-processamento com a finalidade de utilizá-los na geração de um mapa de intensidade magnética total.
2. Gerar um mapa representativo do topo do embasamento na área de estudo, mediante procedimentos de inversão de dados potenciais.
3. Gerar um mapa onde se representam os principais lineamentos do embasamento na área de estudo, a partir da interpretação qualitativa e quantitativa dos mapas gerados a partir dos dados potenciais.

Obteve-se, neste trabalho, como resultado do processo de inversão, foi estimada a profundidade do embasamento ígneo-metamórfico, utilizando tanto a inversão magnética mediante o método proposto por Spector e Grant em 1970, como a inversão gravimétrica utilizando basicamente o método proposto

por Talwani (Talwani, 1960; Bhaskara, 1991; Barbosa, 1999), obtendo, mediante ambos os métodos, resultados correlacionáveis.

Como parte fundamental deste processo, realizou-se a separação regional-residual das anomalias magnéticas a partir da utilização de diversos filtros matemáticos digitais aplicados aos dados potenciais, para obter mapas que representem as características geológicas estruturais da zona de estudo.

6.2. Localização e geologia da zona de estudo

Embora já tenha sido feito a localização e um estudo geológico da bacia de Barinas-Apure anteriormente, para realizarmos este estudo de caso teremos que refazê-lo agora mais especificamente para a área de estudo.

6.2.1 Localização da zona de estudo

A bacia de Barinas-Apure compreende uma área de aproximadamente 95.000 km², estendendo-se entre a Cordilheira dos Andes e o Escudo da Guayana. A bacia possui os seguintes limites estruturais: a Cordilheira dos Andes a noroeste, o Arco do Baú a leste, o qual a separa da sub-bacia de Guárico, e o Arco e Arauca a sul e oeste, a qual constitui na divisão com a Bacia de Meta (Portilla, 2000).

A área de estudo se encontra situada a sudoeste da Venezuela, estado de Apure, especificamente na zona delimitada pelos paralelos 6º e 8º Norte e pelos meridianos 67º e 70º Oeste (figura 27), abrangendo uma superfície de aproximadamente 74.000 km², que compõe a zona sul da bacia de Barinas-Apure.

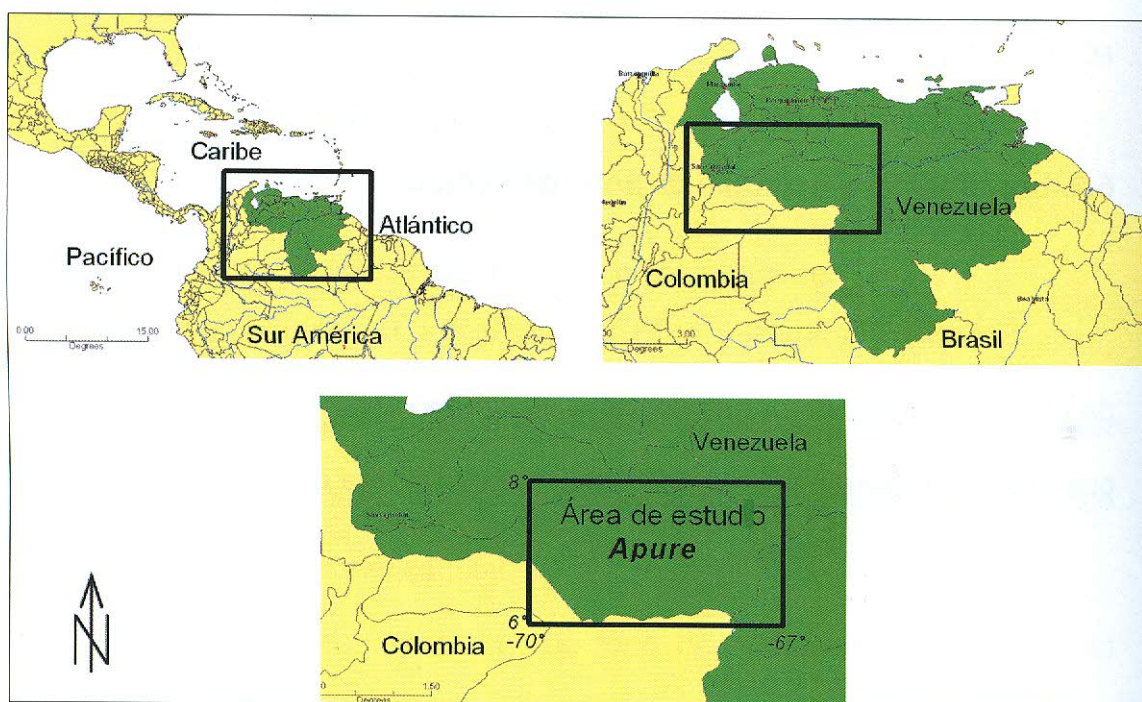


Figura 27: Localização da área de estudo (Sousa, F.G.F., 2002).

O embasamento da região de Apure, cujo estudo é o principal objetivo deste trabalho, é composto de rochas ígneo-metamórficas da idade Pré-Cambriana e Paleozóica (WEC, 1997), por isso a importância de se compreender a evolução e localização destes terrenos a um nível mais regional.

6.3. Dados Aeromagnéticos

Durante o desenrolar deste trabalho processou-se, interpretou-se e se modelou dados magnéticos, os quais representam campos potenciais terrestres, por isso dedicar-se-á este capítulo a um breve estudo teórico do método.

6.3.1. Fundamentos Teóricos

Os métodos magnéticos constituem uma ferramenta útil na localização de rochas caracterizadas por alta susceptibilidade magnética, como é o caso das rochas que formam o embasamento ígneo-metamórfico de uma bacia sedimentar. Os levantamentos aeromagnéticos são utilizados, comumente, nas primeiras etapas da exploração e fornecem informações amplas sobre a geologia e estrutura da área de estudo.

Os mapas de anomalia magnética refletem a distribuição de minerais magnéticos nas rochas do subsolo; as propriedades magnéticas das rochas tem sua origem principal nos minerais opacos (hematita, titanomagnetita, magnetita), os quais são os causadores de valores anômalos da intensidade do Campo Magnético Terrestre.

Nas bacias sedimentares, as rochas sedimentares adquirem uma magnetização muito fraca, enquanto as rochas que compõem o embasamento

adquirem uma magnetização muito mais forte devido à maior concentração de materiais ferromagnéticos. As variações entre os valores observados e os do campo magnético terrestre são, majoritariamente, devido à heterogeneidade na composição das rochas do embasamento. A interpretação destas variações são relacionadas com a provável distribuição espacial do material magnetizante no sub-solo. O resultado mais importante desta interpretação é a determinação da profundidade em que se encontra o topo e a base do embasamento ígneo-metamórfico e, portanto, a espessura da coluna sedimentar.

6.3.2. Campo Potencial Magnético de um corpo uniforme

Uma das equações de Maxwel estabelece que o divergente da indução magnética \vec{A} é zero:

$$\nabla \cdot \vec{A} = 0 \quad (\text{XXXIV})$$

Considerando a indução magnética gerada por um fluxo contínuo, integrada sobre qualquer trajetória fechada, esta será proporcional à componente normal de todas as correntes que atravessam a trajetória fechada:

$$\oint \vec{A} \cdot d\vec{l} = 4\pi C_m \int_S \vec{I} \cdot \hat{n} \cdot dS \quad (\text{XXXV})$$

Onde I é a corrente total que atravessa a superfície S , conhecida como densidade de corrente. Quando não há corrente na região de investigação temos:

$$\nabla \times \vec{A} = 0 \quad (\text{XXXVI})$$

De acordo com o teorema de Helmholtz (Blakely, 1995), \vec{A} tem um potencial escalar V , tal que:

$$\vec{A} = -\nabla V \quad (\text{XXXVII})$$

Se considerarmos uma distribuição volumétrica de material, com momento magnético dipolar por unidade de volume (\vec{M}), distribuído uniformemente através de todo o volume, o potencial escalar magnético dessa distribuição em relação a um ponto exterior (P) é dado por:

$$\vec{A} = -\int_{vol} \vec{M} \cdot \nabla \left(\frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \right) \cdot dV \quad (\text{XXXVIII})$$

Analogamente, o campo magnético é dado por:

$$\vec{B} = -\nabla \vec{A} = -\nabla \int_{vol} \vec{M} \cdot \nabla \left(\frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \right) \cdot dV \quad (\text{XXXIX})$$

Assumindo α como a direção de magnetização e que esta é uniforme através de todo o volume V , a expressão para o campo magnético desta distribuição pode ser dada por (Telford, 1990):

$$\vec{B} = -\nabla \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_{vol} \vec{M} \cdot \left(\frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \right) \cdot dV \quad (XL)$$

Para o caso de uma esfera uniformemente magnetizada, o potencial magnético é expresso por:

$$V = C_m \frac{4}{3} \pi a^3 \vec{M} \frac{1}{r^2} \hat{M} \cdot \hat{r} = C_m \frac{\vec{m} \cdot \hat{r}}{r^2} \quad (XLI)$$

Na qual

$$\vec{m} = \frac{4}{3} \pi a^3 \vec{M} \quad (XLII)$$

Este é justamente o potencial de um dipolo magnético simples, sendo assim, podemos dizer que o potencial magnético de uma esfera uniformemente magnetizada é igual ao potencial magnético de um dipolo localizado no centro de uma esfera, com momento dipolar igual à magnetização no volume da esfera. Este fato permite que se assumam corpos dipolares dentro da crosta terrestre, de forma a gerar modelos simples para modelar o seu interior.

6.3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

Os dados aeromagnéticos utilizados neste estudo (figuras 28) fazem parte da base de dados da INTEVEP-PDVSA e estão padronizados a uma altura de 500 m em relação ao nível do mar e corrigidos pelo campo terrestre de referência (IGRF). O processamento posterior dos dados aeromagnéticos foi realizado mediante a utilização do pacote OASIS MONTAJ da Geosoft Corporation, o qual permite a aplicação de filtros digitais, assim como gerenciar a base de dados e a geração de mapas de anomalias magnéticas.

Entre os filtros aplicados aos dados magnéticos, podemos mencionar os que foram utilizados neste trabalho: Redução ao Pólo, Continuação do Campo para cima, e as derivadas verticais.

Na sequência, mostramos, ainda, as bases teóricas da aplicação destes filtros digitais.

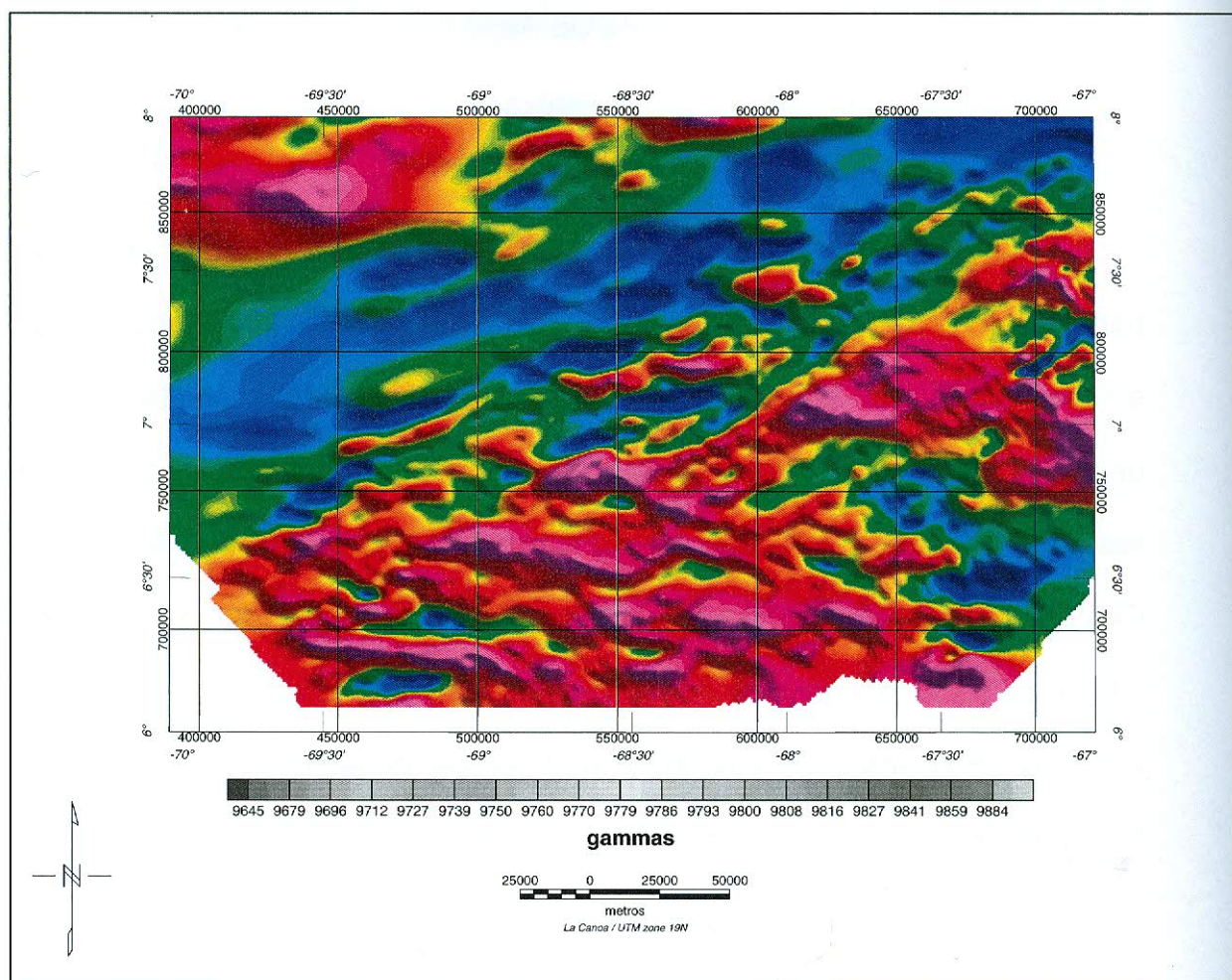


Figura 28: Mapa de Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

6.3.3.1. Redução ao Pólo

Assumindo que um campo indutor é o único responsável pela resposta magnética observada, faz-se a convolução do Campo magnético com um filtro Gunn (Gunn, 1975) de modo que o campo vetorial magnético é reduzido ao que seria a sua expressão no norte magnético. Desta forma, a redução ao pólo trata-se basicamente de um procedimento que permite que se transporte as

anomalias magnéticas dipolares para anomalias magnéticas simples, além de centrá-las sobre suas próprias fontes.

Dado que a zona de estudo se encontra em uma área de baixas latitudes, entre 6° N e 8° N, onde o campo magnético total possui uma inclinação $I = 32,7^\circ$ e uma declinação $D = -10^\circ$, a aplicação da redução ao pólo nos dados de Intensidade Magnética Total dá como resultado um campo magnético que equivale ao original, porém cujas componentes de inclinação e declinação são 90° e 0° respectivamente (semelhante a um campo escalar), o qual pode permitir sua comparação com o campo gravitacional.

Matematicamente podemos expressar este procedimento segundo a seguinte equação:

$$F[\Delta T_r] = F[\Psi] \cdot F[\Delta T] \quad (\text{XLIII})$$

Onde a aplicação de $F[\Psi]$ a anomalia $F[\Delta T]$ dá como resultado uma anomalia que simula a anomalia no pólo magnético, onde a magnetização induzida e o campo terrestre são verticais.

A função $F[\Psi]$ é dada por:

$$F[\Psi] = \frac{1}{\Theta_m \cdot \Theta_f} \quad (\text{XLIV})$$

Onde Θ_m e Θ_f são funções complexas que dependem da orientação do dipolo e do campo externo aplicado.

Para o caso da redução ao equador, ou seja, reduzir o campo magnético ao que seria a sua expressão no equador magnético, utiliza-se o mesmo procedimento, apenas variando-se as funções Θ_m e Θ_f de forma a adequá-las ao caso $I = 0^\circ$ e $D = 90^\circ$.

6.3.3.2. Primeira Derivada Vertical

A derivada vertical de primeira ordem é um operador que produz um resultado numérico similar ao obtido em um levantamento com um gadiômetro magnético. Nos mapas obtidos mediante este procedimento os picos positivos das anomalias se alinham sobre os corpos, e os contornos com valores nulos delimitam a fonte. O objetivo de usar este tipo de filtro é realçar as anomalias fracas, de origem superficial, e definir descontinuidades.

6.3.3.3. Continuação do Campo para Cima

A continuação para cima transforma o campo potencial medido em uma superfície a um campo potencial medido em outra superfície que está distante da fonte. Esta transformação atenua as anomalias com respeito à amplitude da onda, a medida que se eleva a magnitude da continuação, ou seja, tende a

acentuar as anomalias causadas por fontes profundas às custas da diminuição das anomalias causadas por fontes fracas.

Este procedimento pode ser expresso através da seguinte equação:

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (\text{XLV})$$

Onde U é uma função harmônica e com derivadas contínuas em uma superfície regular S . Conforme a terceira identidade de Green (Blakely, 1995) o valor de u em qualquer ponto dentro da superfície S é dado por $U(P)$.

6.4. Inversão Magnética

Para realizar a inversão dos dados magnéticos, com a finalidade de estimar as profundidades do embasamento magnético, utiliza-se o método de análises espectral dos dados potenciais, o qual tem sido usado tanto para fazer separação regional-residual, como para o cálculo da profundidade de fontes magnéticas e gravimétricas (Graterol, 1998). Este método baseia-se em representar graficamente o logaritmo da potência espectral em função da frequência angular ($\omega = 2\pi f$) e selecionar a banda de frequência em que esta relação é linear.

Spector e Grant (1970) demonstraram que a inclinação desta relação é proporcional à profundidade do topo do corpo que produz a anomalia. Para isso

foi deduzida uma fórmula para a potência espectral, assumindo que as anomalias em um mapa aeromagnético são devidas a um encaixe de prismas verticais semi-infinitos e que a direção de magnetização é aproximadamente paralela à direção do campo magnético terrestre nesse ponto (dentro de +/- 20°). De acordo com Spector e Grant (1970) a potência espectral da malha, em coordenadas polares, é dado por:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = (2\pi MR_G)^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle 1 - e^{-tr} \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle \langle R_p^2(\theta) \rangle \quad (\text{XLVI})$$

Onde o símbolo $\langle \rangle$ indica que estamos trabalhando com os valores médios para os limites de $\int_{-\infty}^{\infty}$. O termo $\langle E(r, \theta) \rangle$ indica o valor esperado da potência espectral, $r = \sqrt{u^2 + v^2}$ a magnitude do vetor de frequência, $\theta = \tan^{-1}\left(\frac{u}{v}\right)$ a direção do vetor de frequência, M o momento magnético por unidade de longitude, h a profundidade do topo do prisma, t a espessura do prisma, S o fator de tamanho horizontal do prisma, R_p o fator da direção de magnetização do prisma, R_G o fator de direção do campo magnético.

Tomando o ponto médio em relação ao ângulo temos:

$$\langle E(r) \rangle = (2\pi MR_G)^2 \langle R_p^{-2} \rangle \langle e^{-2hr} \rangle \langle 1 - e^{-tr} \rangle \langle S^2(r) \rangle \quad (\text{XLVII})$$

Assumindo que t é muito grande:

$$\langle E(r) \rangle = (2\pi MR_G)^2 \langle R_p^{-2} \rangle \langle e^{-2hr} \rangle \langle S^2(r) \rangle \quad (\text{XLVIII})$$

Seja uma distribuição da profundidade dos prismas segundo:

$$0,75h \leq h \leq 1,25h \quad (\text{XLIX})$$

Onde h é a profundidade média do topo dos prismas. Para valores de $r < \frac{1}{r}$, Spector e Grant (1970) mostraram que o termo $\langle e^{-2hr} \rangle$, se reduz a e^{-2hr} , e é um fator dominante no espectro. Sendo assim, a equação para esta tendência do espectro é:

$$\langle E(r) \rangle \cong e^{-2hr} \quad (\text{L})$$

Se aplicarmos o logaritmo neperiano em ambos os lados da expressão obtemos:

$$\ln \langle E(r) \rangle = -2hr \quad (\text{LI})$$

Como pode-se observar, existe uma relação linear entre o logaritmo neperiano e a potência espectral, $\ln \langle E(r) \rangle$ e r , onde a constante de proporcionalidade é $-2h$.

Esta técnica proposta por Spector e Grant (1970) foi utilizada no presente trabalho para estimar as profundidades do embasamento magnético, onde o mapa de intensidade magnética total foi dividido em 70 blocos (figura 29), cada um com dimensão 33x33 quilômetros.

Para cada bloco se calculou o espectro radial médio e em seguida se gerou os 70 gráficos, que representam o logaritmo da potência espectral versus a frequência radial (figuras 30 e 31). Os resultados desta análise se encontram na tabela 4.

Após obter a profundidade média do embasamento magnético para cada um dos blocos, associou-se este valor ao ponto médio de cada bloco, a fim de obter um mapa de profundidades do topo do embasamento magnético (figura 32).

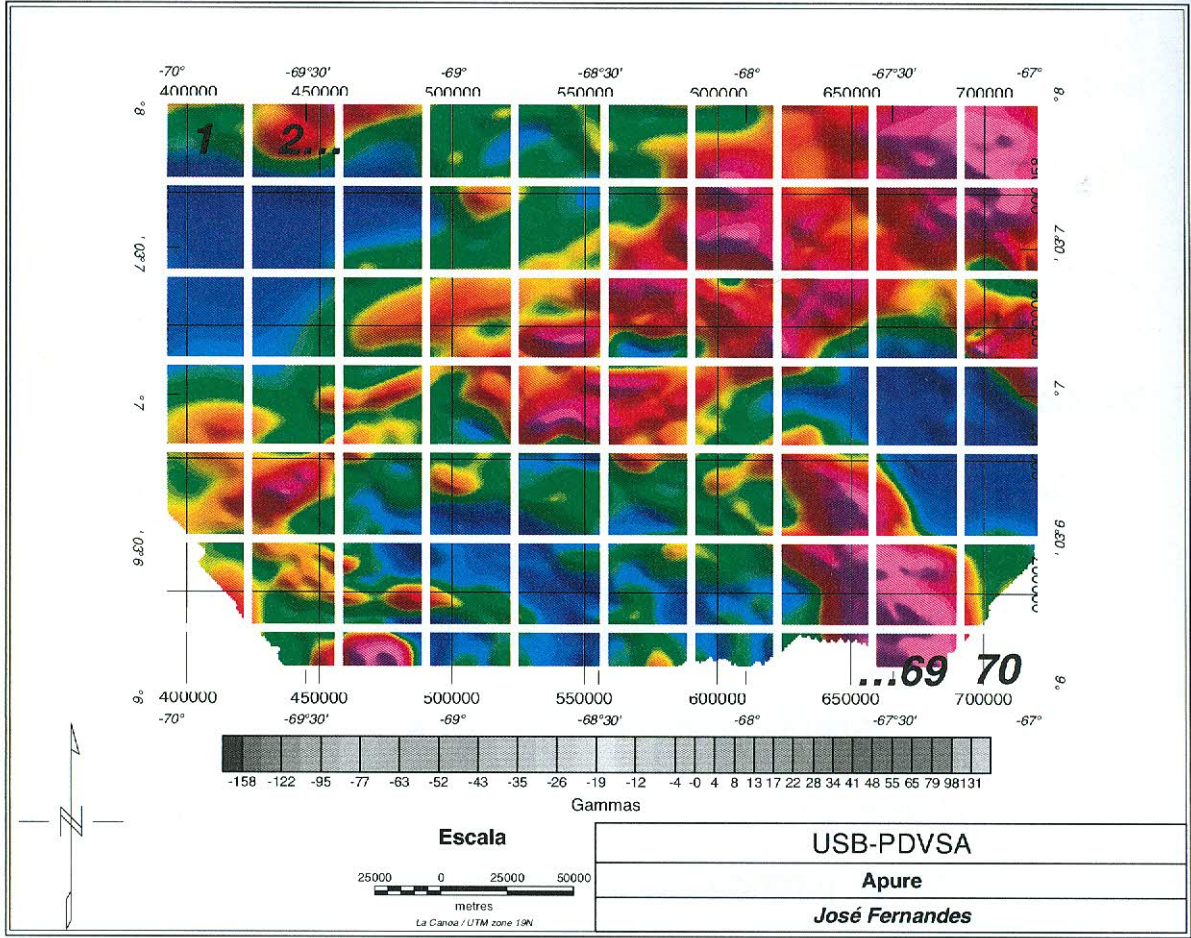


Figura 29: Mapa de intensidade magnética total reduzida ao pólo, onde mostra-se os blocos em que se dividiu a malha inicial. Os blocos estão numerados desde a parte superior esquerda, da esquerda para a direita e de cima para baixo (Sousa, F.G.F., 2002).

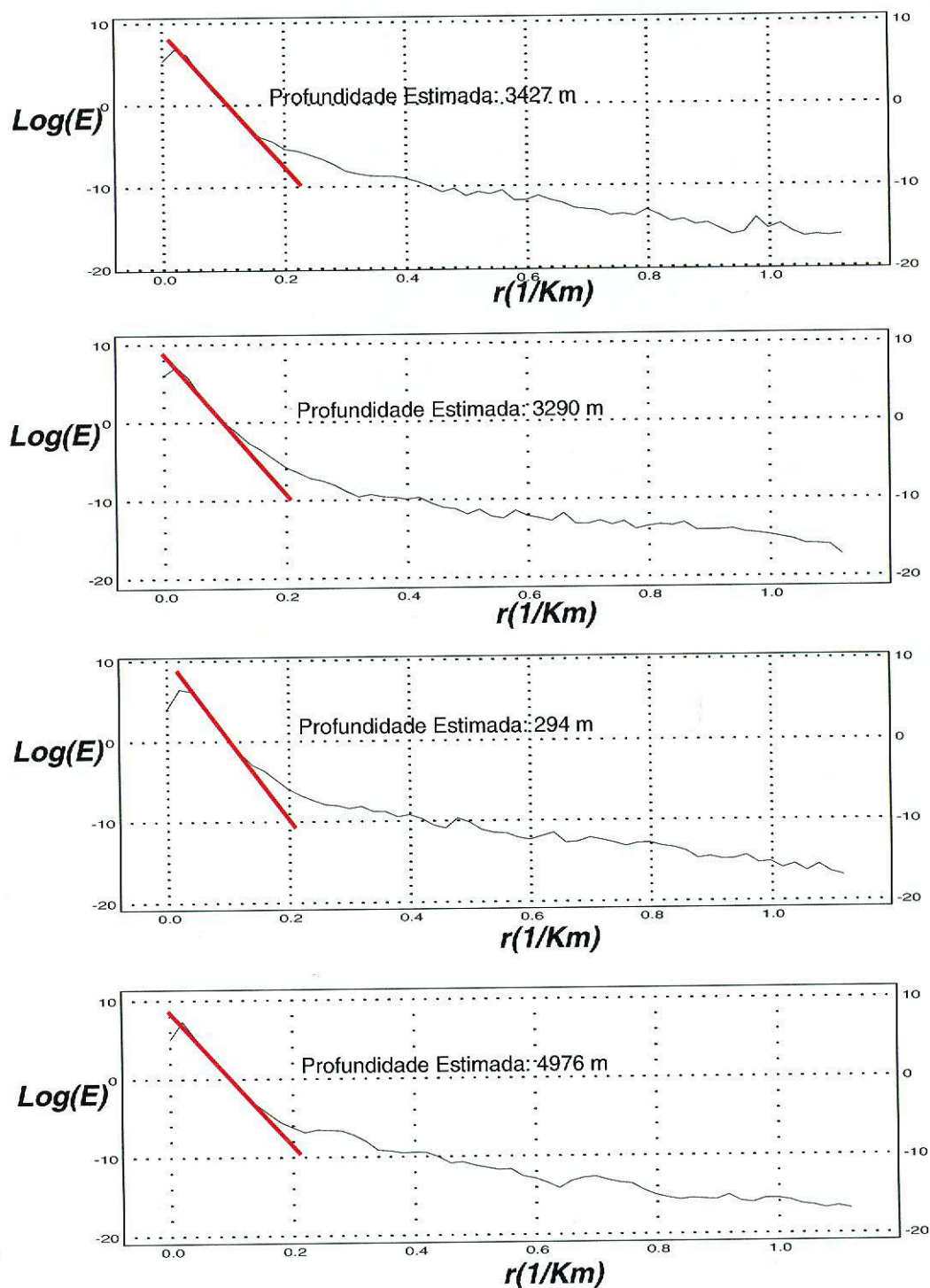


Figura 30: Amostras dos espectros de potência gerados para determinar a profundidade e o embasamento magnético dos blocos 1, 2, 9 e 11. As profundidades correspondentes em cada caso estão na **tabela 3** (Sousa, F.G.F., 2002).

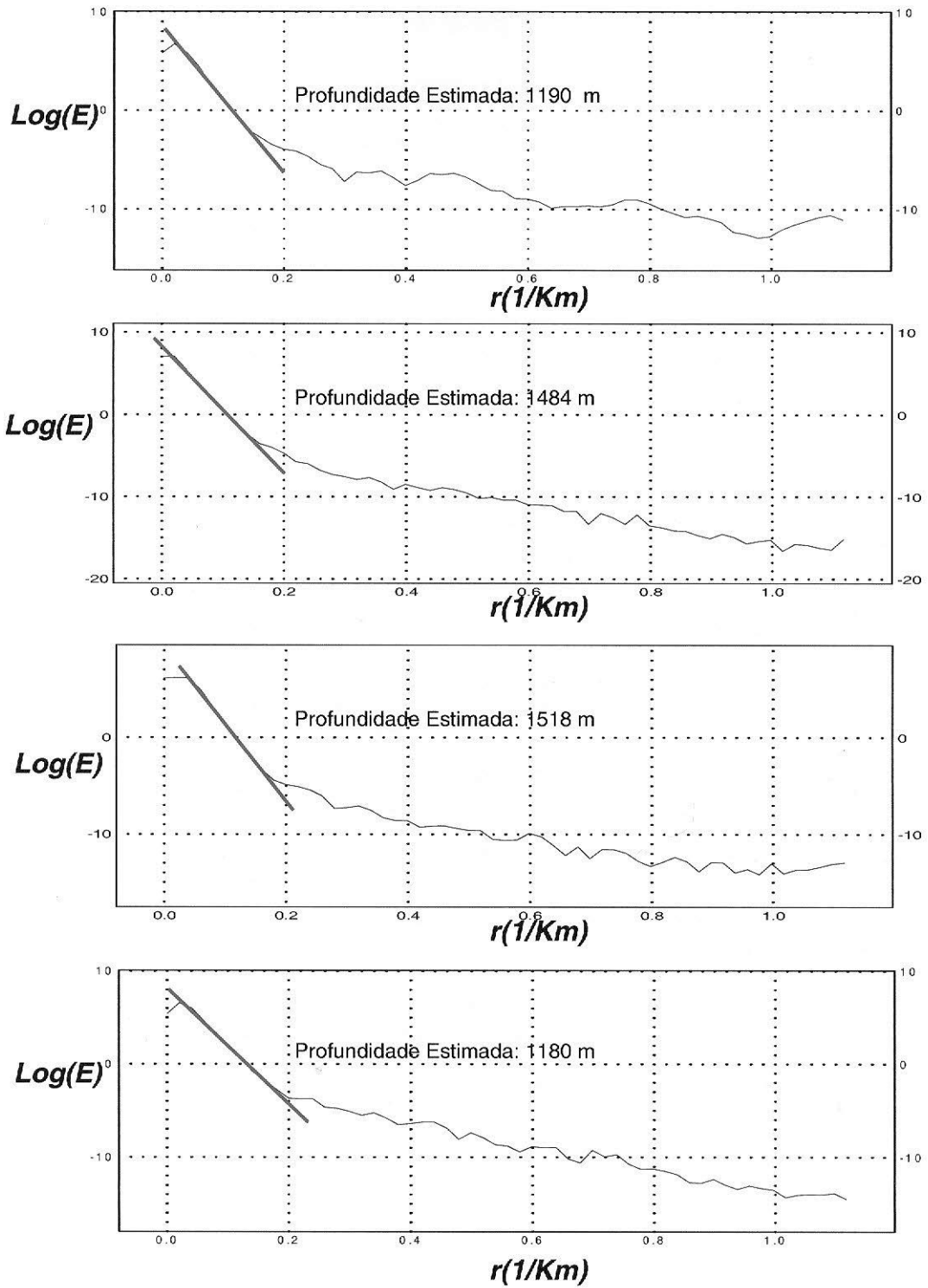


Figura 31: Amostras dos espectros de potência grados para determinar a profundidade do embasamento magnético, dos espectros correspondentes aos blocos 61, 15, 17 e 46. As profundidades correspondentes em cada caso estão na **tabela 3** (Sousa, F.G.F., 2002).

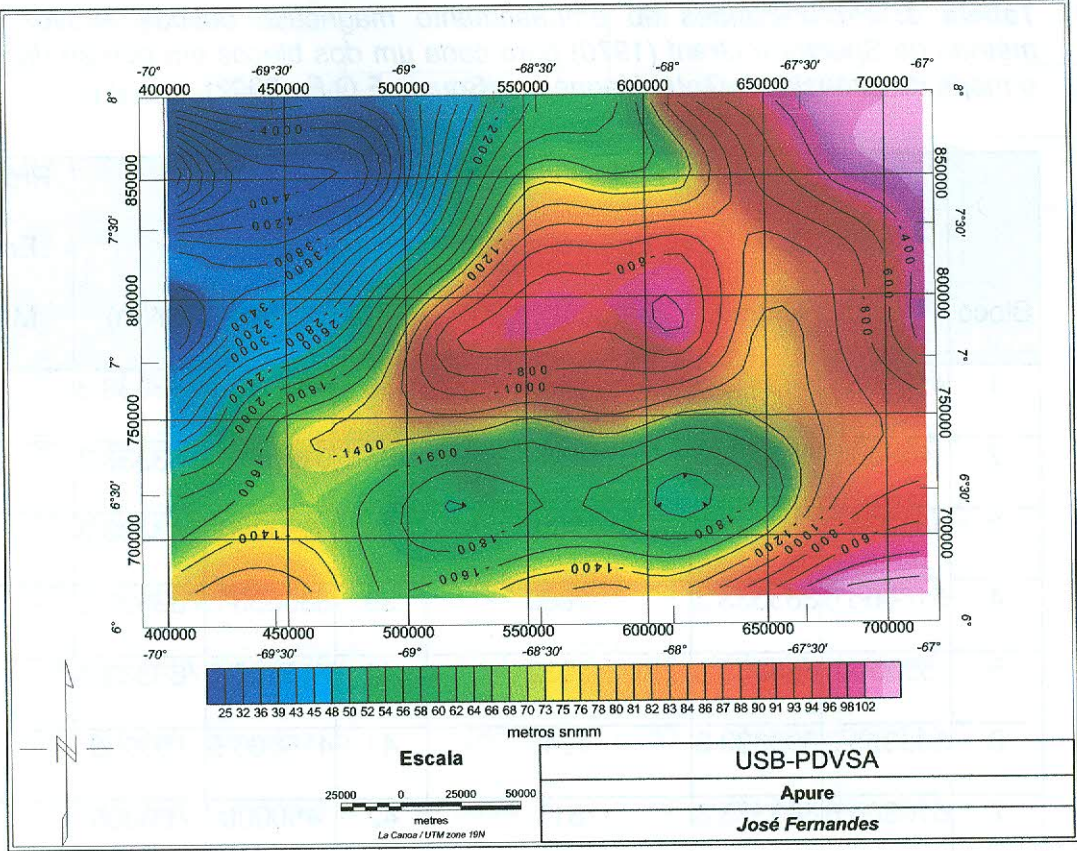


Figura 32: Mapa do topo do embasamento magnético (Sousa, F.G.F., 2002).

Tabela 3: Profundidades do embasamento magnético obtidas através do método de Spector e Grant (1970) para cada um dos blocos em que se dividiu o mapa de Intensidade Total Magnética (Sousa, F.G.F., 2002).

Bloco	X (m)	Y(m)	Profundidade do Embasamento Magnético (m)	Bloco	X (m)	Y(m)	Profundidade do Embasamento Magnético (m)
1	416666.6	883333.3	3427	36	583333.3	783333.3	638
2	450000	883333.3	3290	37	616666.6	783333.3	405
3	483333.3	883333.3	3425	38	650000	783333.3	1320
4	516666.6	883333.3	2980	39	683333.3	783333.3	948
5	550000	883333.3	2032	40	716666.6	783333.3	276
6	583333.3	883333.3	1945	41	416666.6	750000	2548
7	616666.6	883333.3	815	42	450000	750000	1480
8	650000	883333.3	378	43	483333.3	750000	1324
9	683333.3	883333.3	294	44	516666.6	750000	1240
10	716666.6	883333.3	246	45	550000	750000	1430
11	416666.6	850000	4976	46	583333.3	750000	1730
12	450000	850000	4497	47	616666.6	750000	1476
13	483333.3	850000	4315	48	650000	750000	1330
14	516666.6	850000	2612	49	683333.3	750000	1085
15	550000	850000	1484	50	716666.6	750000	922
16	583333.3	850000	1610	51	416666.6	716666.6	1726
17	616666.6	850000	1518	52	450000	716666.6	1536
18	650000	850000	690	53	483333.3	716666.6	1615
19	683333.3	850000	289	54	516666.6	716666.6	2074

20	716666.6	850000	191	55	550000	716666.6	1820
21	416666.6	816666.6	3843	56	583333.3	716666.6	1531
22	450000	816666.6	3825	57	616666.6	716666.6	2140
23	483333.3	816666.6	2930	58	650000	716666.6	1800
24	516666.6	816666.6	1926	59	683333.3	716666.6	925
25	550000	816666.6	769	60	716666.6	716666.6	710
26	583333.3	816666.6	731	61	416666.6	683333.3	1190
27	616666.6	816666.6	560	62	450000	683333.3	1100
28	650000	816666.6	1123	63	483333.3	683333.3	1580
29	683333.3	816666.6	912	64	516666.6	683333.3	1540
30	716666.6	816666.6	285	65	550000	683333.3	1350
31	416666.6	783333.3	3690	66	583333.3	683333.3	1226
32	450000	783333.3	2940	67	616666.6	683333.3	1300
33	483333.3	783333.3	2037	68	650000	683333.3	720
34	516666.6	783333.3	612	69	683333.3	683333.3	280
35	550000	783333.3	482	70	716666.6	683333.3	164

6.5. Interpretação Qualitativa e Quantitativa

As anomalias ou mudanças no valor do campo magnético terrestre, após aplicadas as correções temporais devidas, refletem mudanças na magnetização das rochas intrajacentes. A magnetização se expressa como uma função da susceptibilidade magnética, adimensional, que relaciona o campo magnético com a magnetização induzida por um corpo.

Estas propriedades das rochas são empregadas detalhadamente a fim de se obter um modelo geológico do subsolo. As anomalias magnéticas são funções da distância entre o detector e a fonte, onde sua amplitude decresce rapidamente com a distância. Estes dados serão utilizados para interpretar e delimitar o embasamento cristalino. Esse método provém um amplo espectro de fontes, e mediante uma manipulação adequada, onde se incluem os conhecimentos geológicos, os dados potenciais podem ser empregados com êxito na prospecção de hidrocarbonetos.

A interpretação das anomalias magnéticas baseia-se principalmente no reconhecimento de sua distribuição espacial e de sua forma. A distribuição com caráter de um mapa potencial é um indicador eficiente de como as rochas e formações se distribuem na área de estudo; esta pode indicar lineamentos e descontinuidades estruturais.

A formas das anomalias, representadas tanto em mapas quanto em perfis, são empregadas a fim de determinar a forma, posição e magnitude do contraste de susceptibilidade magnética. Teoricamente, não é possível que haja uma única solução a partir dos métodos potenciais, pois podem existir

geometrias distintas que representem uma anomalia em particular; atrelando a prática a um modelo geológico ou outros controles geofísicos e fazendo que as soluções potenciais respeitem estes controles, pode-se obter modelos que se aproximam satisfatoriamente da realidade.

Para realizar a interpretação qualitativa da região objeto deste trabalho, utilizou-se várias técnicas de processamento (imagens com cor de relevo e operações de filtro no domínio do tempo e da frequência) para obter os mapas e modelos apresentados nesse trabalho.

6.5.1. Interpretação Magnética Qualitativa

Uma análise qualitativa dos mapas de intensidade magnética total com redução ao pólo e com redução ao equador, seu resíduo espectral de continuação para cima de 5000 m, na qual se apresenta a maior correlação com as características geológico-estruturais da zona de estudo, e sua primeira derivada vertical (figuras 33, 34, 35 e 36), permite definir os principais elementos estruturais existentes no embasamento da zona de estudo. Dado que na área existe uma inclinação de aproximadamente 32° , os corpos magnéticos do embasamento produzem anomalias com um componente positivo e outro negativo, localizando-se feito um corpo na zona de inflexão no mapa de Intensidade Magnética Total. Ao contrário deste, no mapa de intensidade magnética total com redução ao pólo, as anomalias e características tais como falhas, fraturas e contatos litológicos localizam-se nos

gradientes. Por isso preferiu-se efetuar a interpretação estrutural com o mapa de intensidade magnética total e seu regional de continuação para cima de 5000 m.

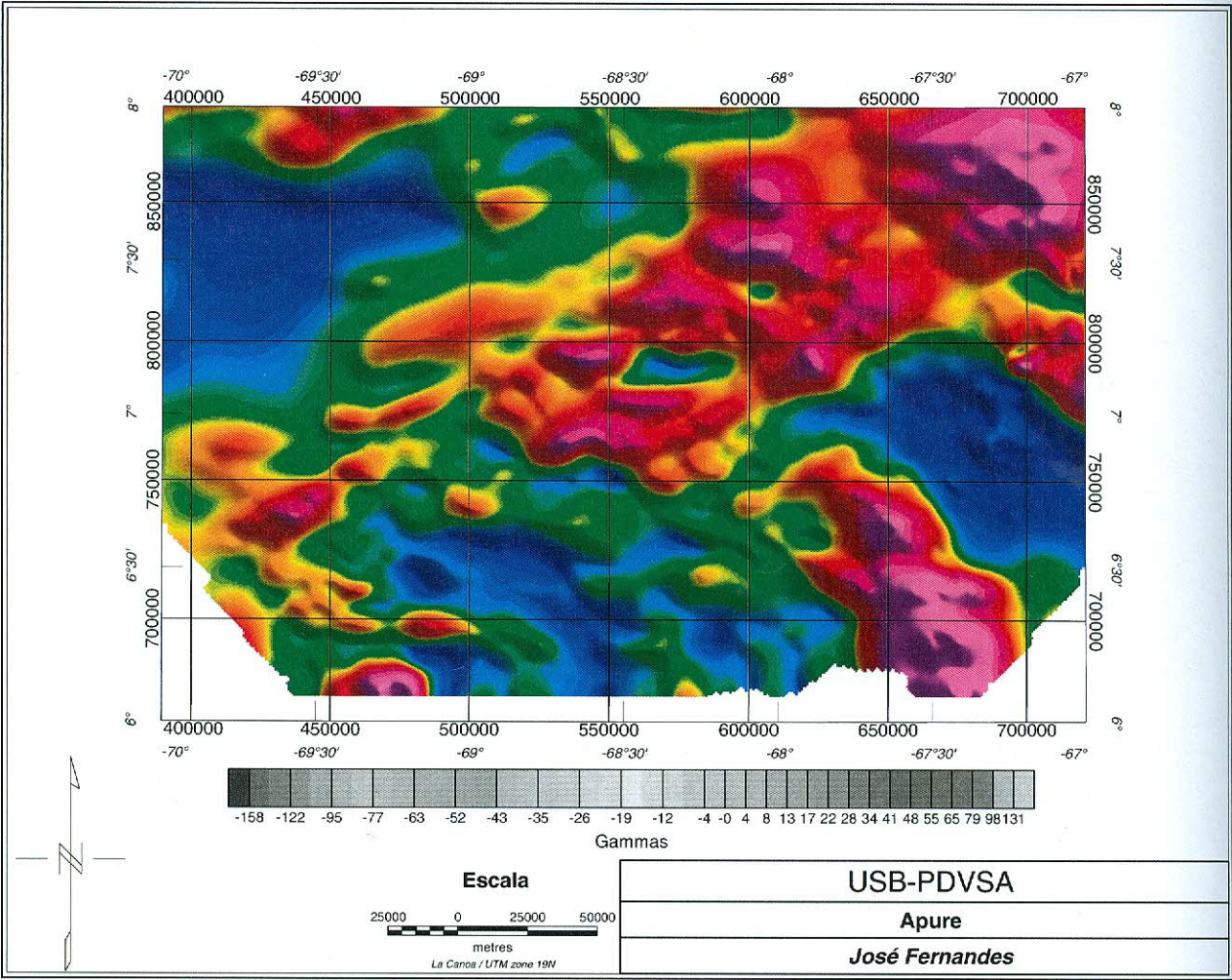


Figura 33: Mapa de redução ao pólo da Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

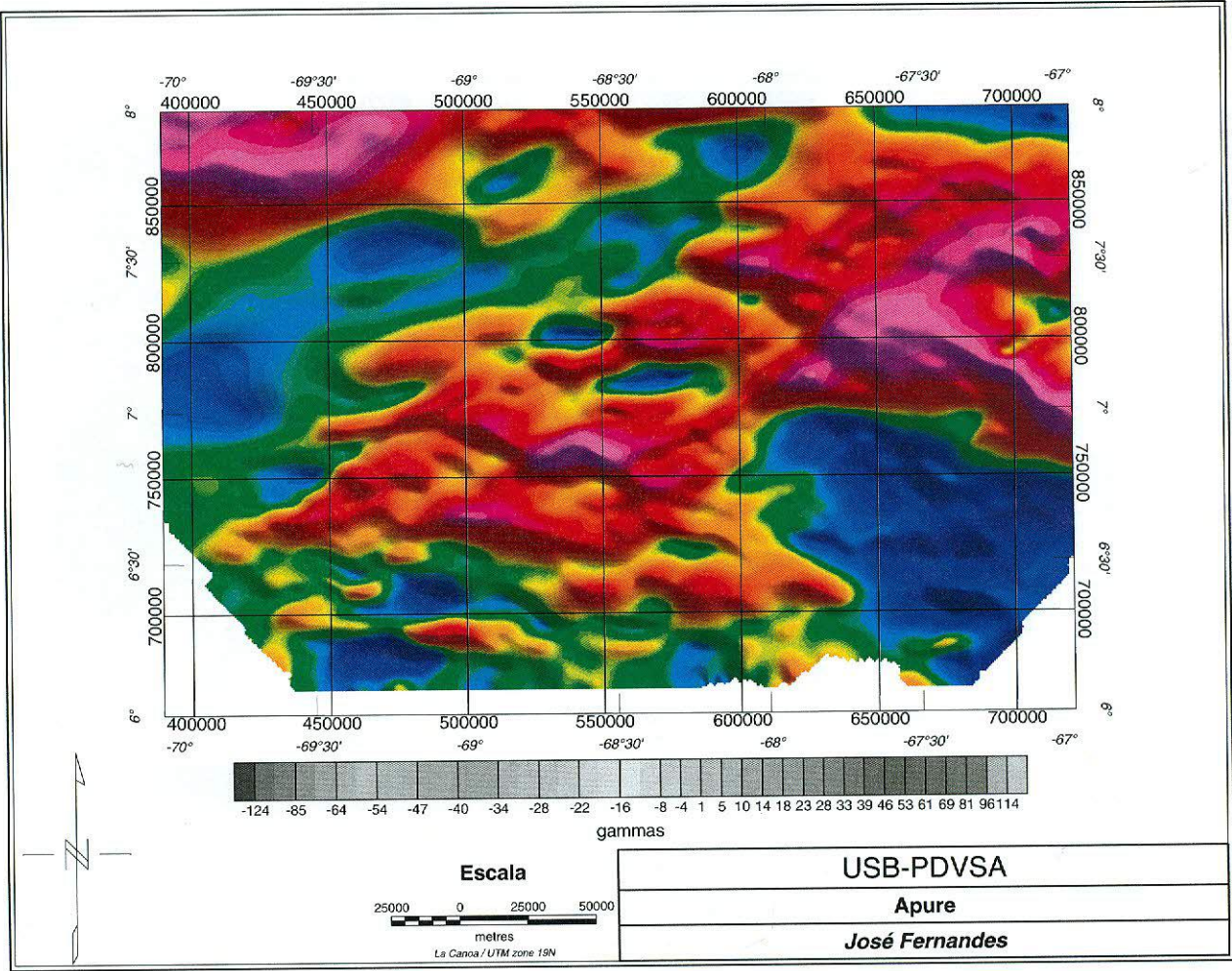


Figura 34: Mapa de redução ao equador da Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

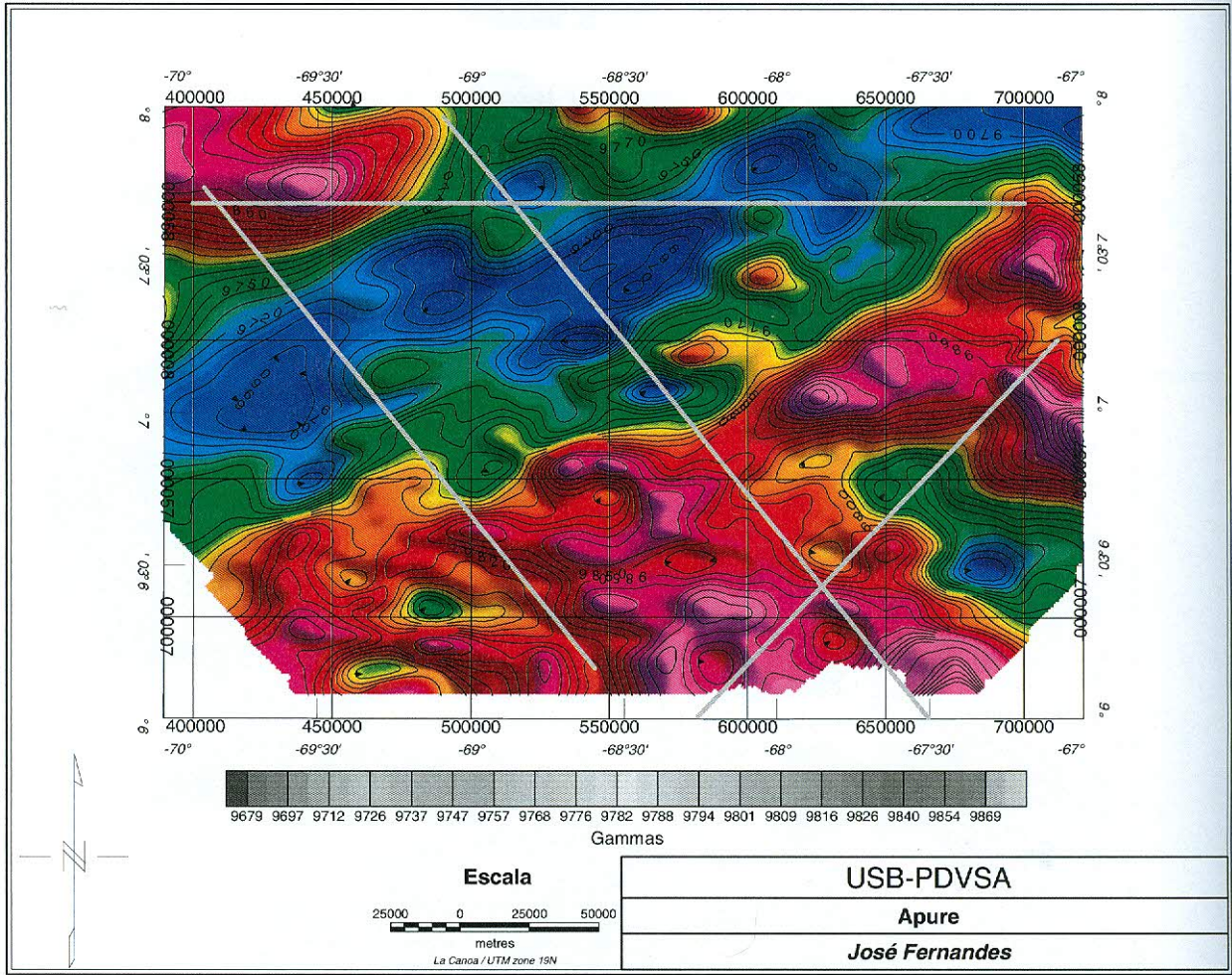


Figura 35: Mapa da Intensidade Magnética Total com continuação para cima de 5000 metros (Sousa, F.G.F., 2002).

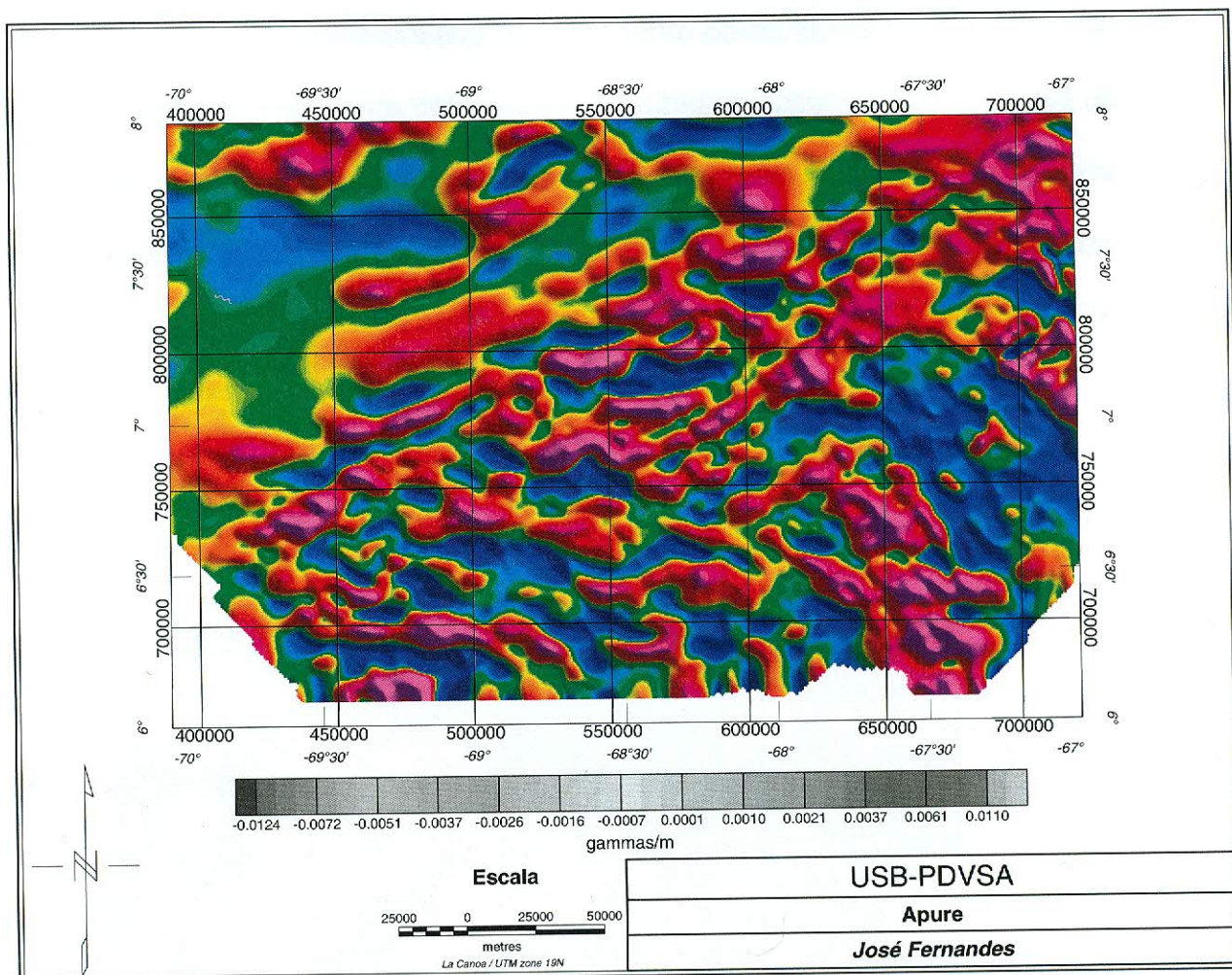


Figura 36: Mapa da primeira derivada vertical da Intensidade Magnética Total (Sousa, F.G.F., 2002).

Em geral as falhas do embasamento possuem uma direção N 50° - 60° E, sub paralelo à cordilheira andina. Sendo assim, as mudanças na direção dos eixos das anomalias magnéticas permitem interpretar um padrão estrutural posterior de direção N 20° - 40° O, que intercepta e desloca a anterior (figura 37).

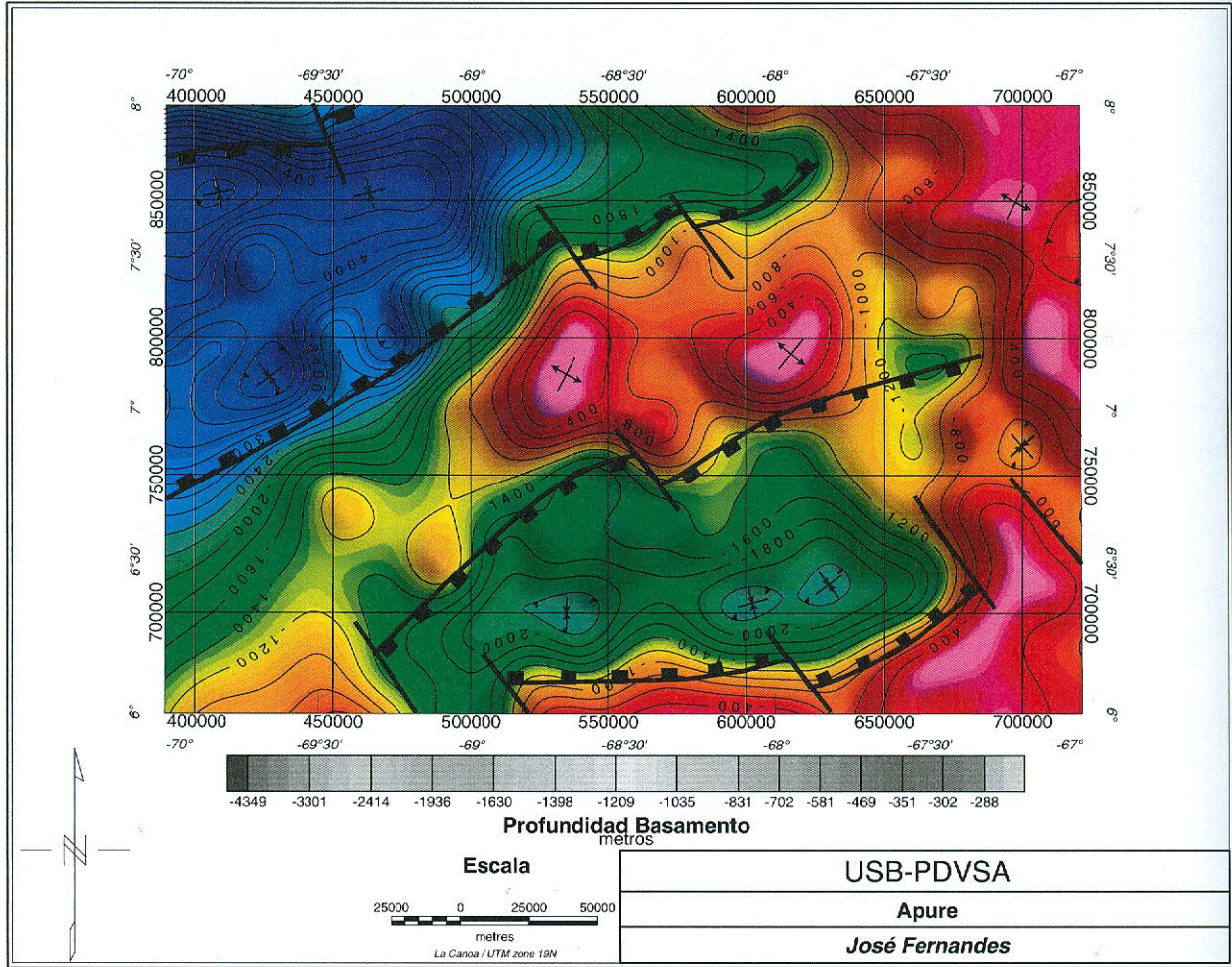


Figura 37: Mapa do topo do embasamento com interpretação estrutural superposta (Sousa, F.G.F., 2002).

Este padrão foi associado, neste trabalho, a uma possível reativação do embasamento em função do emparelhamento andino. Deve-se destacar que as anomalias gravimétricas se encontram na área entre as falhas interpretadas, o que permite definir as zonas de rebaixamento e elevação do falhamento, mostrando perfeita correlação entre os resultados gravimétricos e magnéticos.

6.5.2. Interpretação Quantitativa

Uma vez finalizada a interpretação qualitativa, continuou-se o estudo através da modelagem gravimétrica e magnética de quatro perfis definidos e assinalados no mapa de anomalia Bouguer residual controlado e de continuação para cima de 5000 m de redução ao pólo da intensidade magnética total. Estes perfis foram escolhidos de maneira a cortarem as estruturas de forma perpendicular à direção das mesmas e de forma que sua distribuição espacial cobrisse grande parte da área de estudo.

A interpretação quantitativa inclui os seguintes passos:

Obtenção de perfis residuais de anomalia Bouguer (residual controlado) e magnética (continuação para cima 5000 m) ao longo de cada uma das seções propostas para o modelo.

Elaboração de seções geológicas de referência levando em conta as linhas sísmicas presentes no sudoeste da zona (Apure 86) e a interpretação estrutural realizada como parte deste trabalho.

A modelagem dos perfis selecionados foi realizada utilizando-se o programa GM-SYS, o qual permite um amplo controle sobre as variáveis físicas (densidade, susceptibilidade, remanescência magnética, componentes do campo magnético, etc.), permitindo uma rápida visualização e a geração de diferentes modelos. O primeiro passo constituiu-se da modelagem gravimétrica, utilizando uma densidade média de $2,4 \text{ g/cm}^3$ para os sedimentos da bacia e uma densidade de $2,7 \text{ g/cm}^3$ para o embasamento, mantendo assim consistência com a densidade utilizada para gerar o mapa de anomalia Bouguer.

Uma vez encontrado um modelo satisfatório para a resposta gravimétrica, procedeu-se com a modelagem magnética, adicionando-se corpos com diferentes valores de susceptibilidade ao embasamento para obter uma resposta adequada às anomalias magnéticas no perfil. Vale destacar que este processo partiu da suposição de que a susceptibilidade magnética dos sedimentos é desprezível em relação à susceptibilidade magnética que as rochas do embasamento podem ter, e assumindo, além disso, que o embasamento pode apresentar variações laterais nos valores da susceptibilidade magnética. Por isso o embasamento foi dividido em vários blocos de 25 km de espessura e de contato sub vertical, para que se possa ter um modelo aproximado das variações laterais de susceptibilidade para cada perfil interpretado.

Essas variações de susceptibilidade estão dentro de uma faixa de 0,001 a 0,006, onde os maiores valores de susceptibilidade tendem a se localizar no centro da área de estudo, coincidindo com o alto gravimétrico que separa os

grabens interpretados, e os menores valores de susceptibilidade tendem a se localizar na direção das bordas da bacia.

No perfil 1 (figura 38), de direção NO-SE, observa-se um ligeiro mergulho na direção NO, onde se localizam as maiores profundidades da zona de estudo, alcançando uma espessura de sedimentos de aproximadamente 5000 m, que é interpretado como Graben de São Fernando, estrutura cujo eixo possui uma direção aproximada de N 50 E. Em todos os perfis realizados, tanto na modelagem gravimétrica como na magnética, é sustentada a hipótese de um amplo domínio tectônico de falhamentos normais, possivelmente associados a falhas de extensão devido à reativação ígneo-metamórfica do embasamento.

No perfil 2 (figura 39), semelhantemente ao perfil 1, mostra a existência de um alto estrutural na zona central de Apure que coincide com o valor máximo positivo da anomalia residual gravimétrica e que separa o Graben de São Fernando do baixo estrutural a sudeste da zona. Este alto estrutural constitui uma excelente estrutura para o trapeamento de hidrocarbonetos em seus flancos, onde as espessuras dos sedimentos são consideráveis, incluindo a possibilidade de trapas intrajacentes à discordância Pré-Cretácica.

No perfil 3 (figura 40), observa-se que o baixo gravimétrico a sudeste da zona de estudo é possivelmente devido à existência de um baixo estrutural com profundidade de aproximadamente 2200 m. Este baixo estrutural pode constituir um excelente prospecto hidrocarbonífero, sustentado pelos dados gravimétricos e magnéticos.

O perfil 4 (figura 41), de direção E O, mostra como a bacia se aprofunda na direção oeste, onde se encontra o Graben de São Fernando, e tende a

diminuir a espessura de sedimentos na direção leste, nas redondezas dos afloramentos associados ao Arco do Baúl.



Figura 38: Perfil 1 - Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).

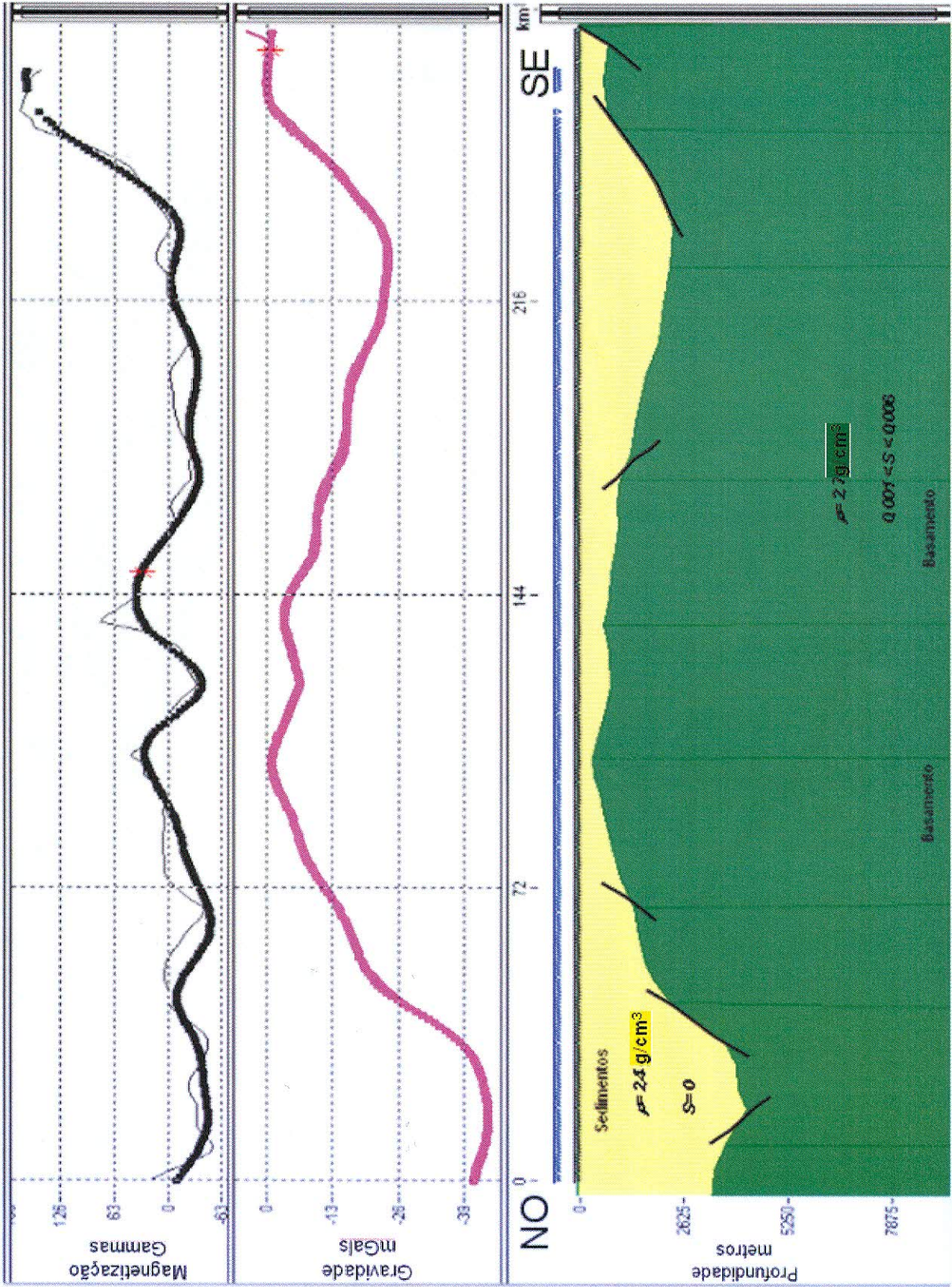


Figura 39: Perfil 2 - Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).

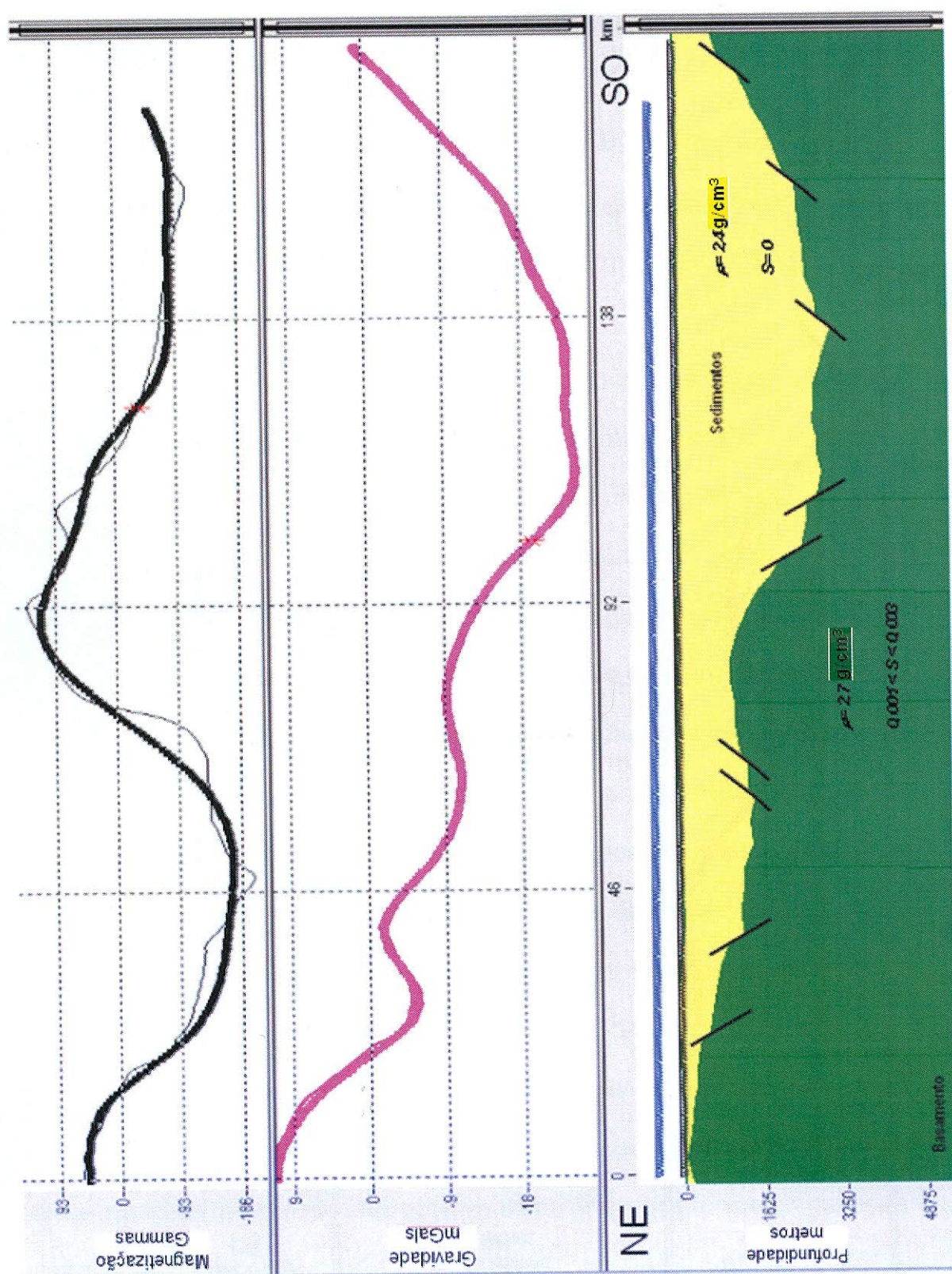


Figura 40: Perfil 3 - Interpretação estrutural do embasamento (Sousa, F.G.F., 2002).

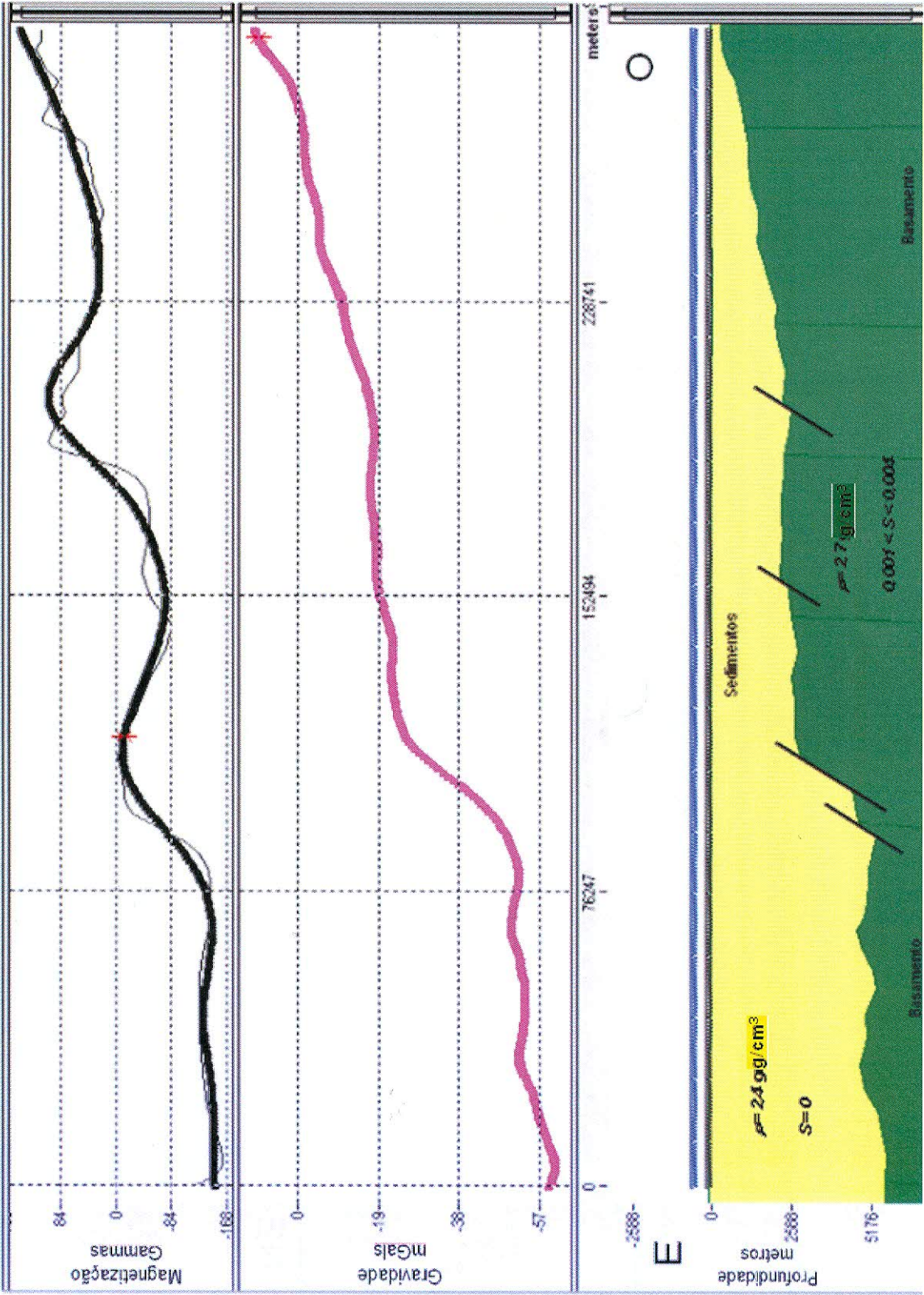


Figura 41: Perfil 4 – Interpretação estrutural do embasamento(Sousa, F.G.F., 2002).

7. CONCLUSÃO

A interpretação dos mapas magnéticos gerados para esta área de estudo permitiu que se efetuasse um reconhecimento geofísico-geológico semi-detalhado dos lineamentos presentes no embasamento da zona sul da bacia de Barinas-Apure.

Os principais resultados deste trabalho encontram-se nos mapas do topo do embasamento, na interpretação estrutural realizada, onde são mostrados os principais lineamentos no Estado de Apure que poderiam afetar a seqüência sedimentar e aumentar as possibilidades de trapeamento de hidrocarbonetos, além dos quatro perfis geológico-geofísicos, nos quais se representam os resultados da modelagem gravimétrica e magnetométrica.

As principais estruturas que foram interpretadas são: a) O Graben de São Fernando, a extremo noroeste da zona de estudo, que possui uma espessa camada sedimentar que alcança, dentro da zona de estudo, 5000 m; e b) O graben de baixo estrutural, situado a extremo sudeste da zona de estudo, possuindo dimensões menores que o graben de São Fernando e alcançando uma espessura de sedimentos de aproximadamente 2200 m.

O processo de interpretação permitiu selecionar zonas, cujas características geofísicas e estruturais, justificam a exploração utilizando métodos sísmicos de reflexão com objetivo de obter maior informação geofísica nestas zonas de interesse.

Estas zonas são compostas por flancos do alto estrutural que se encontram na zona central da área de estudo, determinados a partir das

anomalias residuais positivas, as quais poderiam explicar a existência de trapas estruturais e tectônicas e onde é possível que existam acumulações economicamente exploráveis de hidrocarbonetos, assim como o graben do baixo estrutural que se observa a extremo sudeste da área de estudo, o qual, apesar de possuir dimensões menores às do graben de São Fernando, pode conter trapeamentos de hidrocarbonetos que migram até a borda do craton, semelhante às jazidas superficiais que se encontram na faixa petrolífera do Orinoco.

Recomenda-se que à medida que se adquira novos dados, geológicos e sísmicos, na zona seja repetida a modelagem e assim, gerar um modelo a partir de uma maior quantidade de pontos de controle, com a finalidade de aumentar os detalhes obtidos neste trabalho.

Outro ponto a ser destacado sobre o Método Geofísico aplicado, é que nos últimos anos, as anomalias detectadas nas propriedades magnéticas totais (Susceptibilidade Magnética e Magnetismo Remanescente Natural) medidas em estudos aeromagnéticos ou em amostras de superfície sobre campos petrolíferos, são atribuídas à presença aparente de agregados esferoidais de magnetita autigênica por se tratar de um mineral de alta *kap* (*kap* = susceptibilidade magnética aparente), produto de um ambiente redutor induzido pelo reservatório subjacente.

O estudo da relação causal entre as anomalias medidas nas propriedades magnéticas e a presença de hidrocarbonetos poderia ser usado como uma ferramenta rápida, efetiva e econômica para estimar a distribuição de óleo cru em zonas de exploração.

Os trabalhos de Aldana, M., (1999 e 2000), nos apresentam resultados que confirmar uma concentração maior de magnetita nos níveis anômalos, presentes na forma de agregados esferoidais, em relação a outros minerais magnéticos, confirmando assim uma relação causal entre as anomalias nas propriedades magnéticas, medidas superficialmente, e a presença de hidrocarbonetos que vieram de um ambiente redutor que favorece a nucleação e recristalização de agregados esferoidais de magnetita autigênica.

Sendo assim, após realizar este estudo de caso, e ler os trabalhos de Aldana, M., (1999 e 2000), podemos dizer que a realização deste tipo de estudo como uma ferramenta para a exploração e na avaliação de zonas prospectivas é uma possibilidade potencial, já que se trata de um método rápido e econômico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ALDANA, M., COSTANZO-ALVAREZ, V., VITIELLO, D. COLMENARES, L. AND GÓMEZ, G., "Framboidal Magnetic Minerals and their Possible Association to Hydrocarbons: La Victoria Oil Field, Southwestern Venezuela", *Geofísica Int.*, 38, 137-152, 1999.

ALDANA, M., COSTANZO-ALVAREZ, V., ARISTEGUIETA, O., MARCANO, M. C., AND ACONCHA, E., "Study of Magnetic Contrasts in Guafita Oil Field (Southwestern Venezuela)", *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 25, No. 5, pp. 437-445, 2000.

AUDEMARD, F.E. 1991. *Tectonics of Western Venezuela*. Houston, PhD Thesis, Rice University, 245p.

AUDEMARD, F.E.; AUDEMARD, F.A. 2002. *Structure of the Mérida Andes, Venezuela : relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction* Tectonophysics 345, 299-327p.

BARBOSA, V., SILVA, J., MEDEIROS, W. "Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations", *GEOPHYSICS*, VOL. 64, NO. 3, 754 -764, 1999.

BARRIOS, S.; GUTIÉRREZ, M.; GONZÁLES, L.; MÁRQUEZ, G.; GONZÁLEZ, E. Modelo Estático Integrado de los campos Sinco y Hato Viejo para los miembros R3, P y O de la Formación Escandalosa (Cretáceo inferior) de la Cuenca de Barinas Universidad de Los Andes; Petróleos de Venezuela S.A.

BARROS, L.V. - Levantamentos Geofísicos Usando Método Magnético, , UnB/IGD/SIS, maio de 2004.

BELL, J.; 1972. *Geotectonic evolution of southern Caribbean area*. Memoir of the Geological Society of America 132, 369-386p.

BHASKARA, D., BABU, N., "A FORTRAN-77 COMPUTER PROGRAM FOR THREE DIMENSIONAL ANALYSIS OF GRAVITY ANOMALIES WITH VARIABLE DENSITY CONTRAST", *Computer & Geosciences*, Vol. 17, No. 5, 655 – 677, 1991.

BLAKELY, R., "Potencial Theory in Gravity & Magnetic Applications", Cambridge University Press, ISBN-052141508X, 1995.

BUONORA, M.P.P., - Teoria de Gravimetria e Magnetometria – Métodos não Sísmicos, M.P.P. Buonora, Petrobras/E&P-EXP/GEOF/MP, novembro de 2006. (publicação interna)

CALLEJÓN, A. F., M. OSTOS, F. YORIS, H. BRICEÑO, S. TALUKDAR, AND R. LANDER, "Petroleum systems in the Rubio and Burgua Depressions, Venezuela, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*", p. 937–960, 2003.

CHACÍN, L.; JÁCOME, M. I.; IZARRA, C. Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. **Tectonophysics**, v.405, p. 155-167. 2005.

CHIGNE, N.; L. HERNANDEZ, "*Guafita Field*", Corpoven S. A., 1999.

CONTRERAS, A.; TORRES-VERDIN, C. AVA sensitivity analysis and inversion of 3D pre-stack seismic data to delineate a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Barinas-Apure Basin, Venezuela. The University of Texas at Austin.

DUARTE, O. O., "Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia, 3ª Ed. 2007.

EVA, A.N.; BURKE, K.; MANN, P.; WADGE, G. 1989. *Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean*. Marine and Petroleum Geology 6, 9-21p.

FIGUEROA, L.; GIL, E.; DAAL, A.; PERAZA, H. Análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos. In: V Simpósio Bolivariano, 1994, Caracas, Venezuela. Memórias V Simpósio Bolivariano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 1994. p. 164-166.

FREYMUELLER, J. T.; KELLOGG, J. N.; VEGA, V., "Plate motions in north andean region", *Journal of Geophysical Research* 98, 21853-21863p., 1993.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J.M.; PICARD, X. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, 1980. 624p.

GRATEROL, V.; GUMERT, W., "3-D gravity inversion with variable datum", manuscrito enviado a *The Leading Edge*, 1998.

HURTADO, M.; DELGADO, M.; PALACIOS, Z.; ESCALANTE, J. Modelo Sedimentológico de los Yacimientos G9 y G10 del campo Guafita Norte, área Apure. Universidad de Los Andes, Grupo de Investigación de Ciencias de la Tierra; PDVSA División Centro Sur – Trabajo Especial de Grado, 2006.

LÓPEZ, L., LO MÓNACO, S. E RICHARDSON, M. - Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela. In *Org. Geochem. Vol. 29, No. 1 – 3, pp. 613 – 629, 1998.*

LUIZ, J.G., - Geofísica de Prospecção, J.G. Luiz, L.M.C. Silva – Belém UFPA 1995, capítulo 4, 1995.

MANN, P.; BURKE, K. 1984. *Neotectonics of the Caribbean*. Reviews of Geophysics and Space Physics 22 (4), 309-362p.

MANN, P.; SCHUBERT, C.; BURKE, K. 1990. *Reviews of Caribbean neotectonics*. Caribe, The Geology of North America, Geological Society of America, 338p.

MALAVÉ, G.; SUÁREZ, G.; 1995. *Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and Western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction*. Tectonics 14 (3), 617-628p.

PARNAUD, F. ; GOU, Y. ; PASCUAL, J.C.; CAPELLO, M.A.; TRUSKOWSKI, I.; PASSALACQUA, H. 1995. *Stratigraphic synthesis of western Venezuela*. AAPG Memoir, Petroleum Basins of South America, 681-694p.

PDVSA-INTEVEP, 1997. *III Léxico Estratigráfico de Venezuela*.
<http://www.pdv.com/lexico>.

PDVSA

http://www.uru.org/papers/2005_varios/PDVS_PROCESOS_DE_PRODUCION_2005_DGC.ppt

PÉREZ, O.; JAIMES, M.; GARCIACARO, E. 1997. *Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela*. Journal of Geophysical Research 102 (B8), 17875-17882p.

PÉREZ, O.; VILMA, R.; BENDICK, R.; VELANDIA, J.R.; HERNÁNDEZ, N.; MONCAYO, C.; HOYER, M.; KOZUCH, M. 2001. *Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South America plate using GPS geodesy 1994-2000*. Geophysical Research Letters 28 (15), 2987-2990p.

PINDELL, J.; DEWEY, J.; 1982. *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean*. Tectonics 1 (2), 179-211p.

PORTILLA, A., " The Arauca, Mérida and El Baúl Arches in the Barinas–Apure Basin, Western Venezuela: New evidences related to their existence and importance in hydrocarbon exploration", 2000 AAPG Annual Meeting, 2000.

RAMÍREZ, AUGUSTO, Actualización del Modelo Geológico/Estructural a nivel del Horizonte "A/B" de la Formación Gobernador y los Miembros "O", "P1/2" y "R3" de la Formación Escandalosa, en los Campos Hato Viejo Y Sinco, Área Tradicional de Barinas. 2004. Trabajo de Conclusión de Curso (Bacharelado em Engenharia Geológica), Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela, 1994.

REIS, C.C. - Estudo Geofísico do Oeste do Estado de Roraima e Adjacências com Base em Dados Aéreos de Magnetometria e Gamaespectrometria e sua Aplicação Geológica, C.C. Reis, Observatório Nacional, 1998.

Sousa, J. G. F., "Caracterización del basamento igneo-metamórfico de la Cuenca Barinas Apure mediante la utilización de métodos potenciales" Universidad Simón Bolívar para PDVSA, Caracas, Diciembre de 2002.

SPECTOR, A., GRANT, S., "STATISTICAL MODELS FOR INTERPRETING AEROMAGNETIC DATA", GEOPHYSICS, VOL. 35, NO. 2, 293 – 302, 1970.

SYKES, L.; McCANN, W.; KAFKA, A. 1982. *Motion of Caribbean plate during last 7 million years an implications for yearlier Cenozoic moviments.* Journal of Geophysical Research 87 (B13), 10656-10676p.

TABOADA, A.; RIVERA, L.A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J.; RIVERA, C. 2000. *Geodinamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia).* Tectonics 15 (1), 213-223p.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. 2003. *Decifrando a Terra.* São Paulo, USP, 528p.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics.** 2.ed. Cambridge University Press, 1990. EUA. 770p.

VAN DER HILST, R.; MANN, P. 1994. *Tectonic implications of tomographic images of subducted litosphere beneath northwestern South America.* Geology 22, 451-454p.

VILLAMIL, T., Regional hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela: Their origin, potential, and exploration, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 697– 734, 2003.

WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997 - Well Evaluation Conference – Caracas, December 1997 – Chapter 1: Petroleum geology of Venezuela 29-30.

YOUNG, G.; BELLIZIA, A.; RENZ, H.H.; JOHNSON, F.; ROBIE, R; MAS VALL, J. 1956. *Geologia de las cuencas sedimentarias y sus campos petrolíferos.* Caracas, Boletín de Geología, Publicacion Especial, vol. 2, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 140p.